



Analyse de champs de température de surface de la mer à partir d'observations satellite multi-sources

Emmanuelle Autret

► To cite this version:

Emmanuelle Autret. Analyse de champs de température de surface de la mer à partir d'observations satellite multi-sources. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Télécom Bretagne; Université de Rennes 1, 2014. Français. NNT: . tel-01206236

HAL Id: tel-01206236

<https://hal.science/tel-01206236>

Submitted on 28 Sep 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / Télécom Bretagne

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le grade de Docteur de Télécom Bretagne

En accréditation conjointe avec l'Ecole doctorale Matisse

Mention : Traitement du signal et télécommunications

présentée par

Emmanuelle Autret

préparée dans le département Signal et communications

Laboratoire d'Océanographie Spatiale de Ifremer

Analyse de champs de température de surface de la mer à partir d'observations satellite multi-sources

Thèse soutenue le 7 octobre 2014

Devant le jury composé de :

Etienne Mémin

Directeur de recherche, Inria - Rennes / président

Rosemary Morrow

Physicienne, Legos - Toulouse / rapporteur

Peter Cornillon

Professeur, University of Rhodes Island - USA / rapporteur

Pierre Le Borgne

Ingénieur, Météo France - CMS - Lannion / examinateur

Bertrand Charpon

Chercheur, Ifremer - LOS - Plouzané / examinateur

Valérie Monbet

Professeur, Université de Rennes 1 / directrice de thèse

Ronan Fablet

Professeur, Télécom Bretagne / invité

N° d'ordre : 2014telb0318

Sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

Télécom Bretagne

En accréditation conjointe avec l'Ecole Doctorale Matisse

Analyse de champs de température de surface de la mer à partir d'observations satellite multi-sources

Thèse de Doctorat

Mention : Traitement du signal

Présentée par Emmanuelle Autret

préparée au Laboratoire d'Océanographie Spatiale de l'Ifremer

Directeur de thèse : Valérie Monbet

soutenue le 7 octobre 2014

Jury :

Etienne Mémin	président	INRIA
Rosemary Morrow	rapporteur	LEGOS
Peter Cornillon	rapporteur	University of Rhodes Island
Valérie Monbet	directrice	Université de Rennes 1
Bertrand Chapron	encadrant	Ifremer
Pierre Le Borgne	examineur	Météo-France
Ronan Fablet	invité	Télécom Bretagne

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Bertrand Chapron pour son soutien et son enthousiasme au cours de cette thèse.

Mes remerciements vont également à l'ensemble des membres du jury, le président Etienne Mémin, les examinateurs Pierre Le Borgne, Valérie Monbet, Ronan Fablet et les rapporteurs Rosemary Morrow et Peter Cornillon.

Merci aux collègues du LOS pour leur soutien. Merci aussi à ceux du CMS Lannion, souvent sollicités. Merci bien sûr à Pierre pour son enthousiasme, ses conseils, ses encouragements et son amitié.

Je remercie enfin toute la famille pour son soutien et sa patience durant ces années de thèse. Merci à mes parents. Merci à Michel et merci à nos enfants Léna et Aël.

Table des matières

Introduction	3
1 Les observations satellite radiométriques et altimétriques	7
1.1 Introduction	7
1.2 Mesures satellite de température de surface de la mer	9
1.2.1 Principe	9
1.2.2 Observations satellite infrarouges	12
1.2.2.1 Emissivité IR et réflexion solaire	13
1.2.2.2 Absorption atmosphérique	13
1.2.2.3 Estimation de la SST	15
1.2.2.4 Caractéristiques principales de plusieurs types de capteurs	18
1.2.2.5 Technique de recherche de « belles images » de SST infrarouges	21
1.2.3 Radiométrie micro-onde	21
1.3 Topographie dynamique et vitesses géostrophiques	23
2 Produits de SST interpolés	25
2.1 Introduction	25
2.2 Méthode	25
2.3 Mise en oeuvre	27
2.4 Conclusion	31
3 Approche spectrale	33
3.1 Introduction	33
3.2 L'analyse spectrale	33
3.2.1 Définitions	33
3.2.2 Analyse spectrale et régimes dynamiques	34
3.2.3 Analyse spectrale des observations de traceurs	36
3.3 Méthode	36
3.4 Analyse des SST micro-ondes dans la bande 70-250 km	39
3.4.1 Données	39
3.4.2 Mise en oeuvre	39
3.4.2.1 Spectres et pentes sur une zone et une journée	39
3.4.3 Variabilité temporelle des spectres	39
3.4.3.1 Spectre moyen	39
3.4.3.2 Variabilité des spectres	41
3.4.4 Distribution globale	41
3.5 Analyse des SST infrarouge dans la bande 10-70 km	44
3.5.1 Données	44

3.5.2	Mise en oeuvre	44
3.5.3	Variabilité temporelle des spectres	44
3.5.4	Distribution globale	45
3.6	Analyse conjointe SST et SSH	48
3.6.1	Données	49
3.6.2	Corrélations entre champs de SST et SSH dans la bande 70-250 km	49
3.7	Discussion et conclusion	55
4	Champs de SST moyenne et petite échelles	57
4.1	Introduction	57
4.2	Données	58
4.2.1	AMSR-E	58
4.2.2	MODIS	58
4.2.3	Anomalie grande échelle entre SST MODIS et AMSR-E	62
4.2.4	Estimation du filtrage entre SST MODIS et AMSR-E	62
4.3	Anomalies et gradients de SST	73
4.3.1	Distribution des gradients haute et basse résolution	73
4.3.2	Champs d'anomalies de SST entre haute et basse résolution	73
4.4	Reconstruction par à priori sur les gradients	80
4.4.1	Rappel	80
4.4.2	Introduction	80
4.4.3	Profils de gradient et reconstruction d'un champ de gradient haute résolution	82
4.4.3.1	Modélisation de profils	82
4.4.3.2	Reconstruction du champ de gradient	85
4.4.4	Reconstruction d'image à partir d'un champ de gradient	85
4.5	Reconstruction Lagrangienne	88
4.5.1	Rappel	88
4.5.2	Illustrations de la méthode de reconstruction Lagrangienne	90
4.6	Discussion et conclusion	94
5	Caractérisation géométrique	97
5.1	Introduction	97
5.2	Rappel des propriétés géométriques de l'évolution d'un traceur dans un champ turbulent	98
5.3	Données	99
5.4	Tests des propriétés sur les observations	100
5.4.1	Orientation entre le vecteur vitesse et le gradient de SST	100
5.4.2	Relation entre courbure et gradient	101
5.5	Conclusion	103
	Conclusion et perspectives	105
	Bibliographie	115
	Table des figures	117

Introduction

Depuis une vingtaine d'années, des mesures de caractéristiques physiques de la surface des océans sont disponibles à partir d'instruments embarqués sur des satellites. Avec des échantillonnages spatiaux et temporels différents, des techniques de mesures parfois différentes, l'ensemble de ces observations est devenu essentiel pour la description de la dynamique océanique.

Les données altimétriques de topographie dynamique de l'océan ont permis des avancées très importantes dans la compréhension de la variabilité océanique de moyenne à grande échelle ($> 100\text{-}200\text{ km}$). Cependant, les mesures disponibles actuellement ne permettent pas de capturer les échelles inférieures.

Les images satellite haute résolution ($\sim 1\text{-}10\text{ km}$) de température de surface de la mer (SST) et de couleur de l'eau mettent en évidence de nombreuses structures dites de petites échelles de $1\text{-}100\text{ km}$ à la surface de l'océan : tourbillons, filaments entre tourbillons, méandres, fronts. Les simulations numériques (dont celles réalisées sur le Earth Simulator) approchent de mieux en mieux la résolution de ces échelles, et ont montré que la dynamique océanique de cette gamme était au moins aussi énergétique que celle des échelles plus grandes. Plus précisément, ces processus de petite voire très petite échelle caractérisés notamment par un nombre de Rossby de $O(1)$ ont un rôle très important dans le transport vertical dans la couche supérieure de l'océan ([Lapeyre and Klein, 2006] ; [Capet et al., 2008a] ; [Klein et al., 2008]). Les vitesses verticales liées à ces structures, associées à des convergences et divergences dans les champs de vitesse horizontaux peuvent en effet être de plusieurs ordres de grandeur plus grands que celles associées aux échelles moyenne. Le transport vertical joue un rôle important dans l'apport des nutriments vers la zone euphotique pour la production de phytoplancton et dans l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'océan. La contribution de ces échelles est également essentielle dans la restratification de la couche de mélange et dans les processus de diffusion horizontale. Ces efforts numériques permettent également de mieux comprendre l'expression en surface de cette dynamique de petite échelle. Cela ouvre une perspective très importante : pouvoir relier de manière rationnelle les informations issues des mesures de surface réalisées depuis l'espace et la dynamique tri-dimensionnelle océanique. Ainsi, l'analyse et les suivis des structures détectées en surface peuvent ils permettre une meilleure estimation des flux verticaux de traceurs dans les couches superficielles ($O(100\text{m})$) de l'océan.

Dans le cadre de ses activités sur la SST, l'Ifremer produit des champs quotidiens haute résolution de température de surface. Plusieurs sources de données satellite de SST, de résolutions spatiales et temporelles différentes, sont utilisées. Les données de plus haute résolution spatiale ($1\text{-}10\text{ km}$) sont issues de mesures réalisées par des capteurs infra-rouge, il n'y a donc pas d'observation sous les nuages. Les satellites sur lesquels sont embarqués

ces instruments sont soit défilants soit stationnaires. Actuellement deux capteurs micro-onde, sur satellite défilant, fournissent des données de SST à une résolution de 25 km environ, les mesures étant principalement contaminées par la proximité de côte ou de glace, et en présence de forte pluie ou très fort vent. L'estimation se fait par interpolation spatiale (interpolation optimale) s'appuyant sur des corrélations modélisées par des fonctions exponentielles (ou gaussiennes). Sous certaines conditions sur le résultat qu'on souhaite restituer (en terme de résolution) ou sur la variabilité spatio-temporelle de la variable d'intérêt, une telle estimation peut être efficace. Toutefois, appliquées de façon systématique à ces observations haute résolution elles se montrent peu appropriées à la restitution de structures fines, surtout en terme d'intensité (lissage des gradients) et à leur suivi.

On dispose donc d'un grand nombre de données océaniques de surface (température de surface de la mer, couleur de l'eau, état de mer, hauteur dynamique, ..) et atmosphériques (vent) issues de différents capteurs, avec de plus en plus d'observations de très haute résolution. Les méthodes d'interpolation classiquement utilisées pour reconstruire des champs de SST ou de couleur sont déjà très utiles car elles fournissent une «synthèse» des observations dont les volumes sont très grands. Cependant en l'absence de contrainte dynamique elles n'assurent pas le suivi des petites structures qui peuvent évoluer rapidement, se déformer, s'agréger ou disparaître. Par ailleurs les travaux théoriques et numériques récents de description de la dynamique aux petites échelles ont bien montré l'importance de leur contribution dans le transport horizontal et vertical mais ces jeux de simulations ne restituent pas l'ensemble des conditions observables.

L'objectif de la thèse est centré sur la définition de méthodologies adaptées pour la caractérisation de structures océaniques de petites échelles, capturées de façon discontinue par les observations satellite de résolutions différentes. Le travail de thèse vise plus précisément l'analyse de mesures de SST issues de différents capteurs satellite. A partir de l'ensemble de ces données, une attention particulière est portée à l'extraction de propriétés statistiques et géométriques aux différentes échelles spatiales des observations de SST. Le travail présenté ici propose les différents outils d'analyse développés et les résultats obtenus, une attention particulière ayant notamment été portée au développement d'une méthode de reconstruction de champs de SST haute résolution à partir d'informations obtenues à plus basse résolution.

Cette thèse s'inscrit dans les activités de recherche du Laboratoire d'Océanographie Spatiale de l'Ifremer visant à développer des techniques avancées d'analyse et d'exploitation d'observations satellite de la surface des océans (Prospective Ifremer). Elle s'associe également au projet ANR RedHots dédié à la reconstruction de la dynamique haute résolution de la couche supérieure des océans et au projet ANR Geo-Fluids dédié aux études et méthodes d'analyse d'écoulements fluides géophysiques. Elle s'intègre de plus dans un effort de recherche pour l'amélioration des analyses et produits de SST mis en oeuvre initialement dans le contexte de projets européens (Medspiration, MERSEA, MyOcean) et pour l'utilisation des observations spatiales de haute résolution déjà disponibles, telles la SST, dans la reconstruction de courants de surface voire également de dynamique tridimensionnelle dans les 300-500 premiers mètres sous la surface.

Le premier chapitre présente les observations utilisées dans le travail de thèse et insiste particulièrement sur les observations de SST haute résolution. Cette présentation est complétée par un deuxième chapitre présentant les produits de SST interpolés. Une

caractérisation spatiale est proposée dans le troisième chapitre à travers une analyse spectrale de SST réalisée sur des observations micro-ondes et infrarouges. Ce chapitre présente également une analyse conjointe SST/SSH (SSH pour hauteur de mer). Le chapitre 4 compare des champs de SST de moyenne et petite échelles colocalisés fournis par deux types d'instruments. Il propose une caractérisation du détail de la haute résolution par rapport à la basse résolution et une méthode de reconstruction basée sur le réhaussement des gradients forts visibles dans la basse résolution. Ce réhaussement est ensuite relié à l'intensification des gradients obtenue par méthode Lagrangienne. Le dernier chapitre s'intéresse à la géométrie des contours de la SST. Il rappelle deux propriétés qui sont testées sur les observations. La dernière partie est consacrée à la conclusion et aux perspectives.

Chapitre 1

Les observations satellite radiométriques et altimétriques

1.1 Introduction

Le travail de thèse met en jeu plusieurs sources de données satellite provenant de techniques d'observation de la surface de l'océan différentes. Les données utilisées dans les analyses présentées dans les chapitres suivants sont issues des observations satellite de température de surface de la mer et des observations altimétriques. Le travail réalisé s'appuyant particulièrement sur les observations de température de la mer haute résolution, ce chapitre insiste davantage sur la description et les particularités de ces données.

Principe instrumental

Le principe instrumental est basé sur la mesure du rayonnement électromagnétique (r.e.m) dans une large gamme de longueur d'onde et sur ses propriétés de propagation dans l'atmosphère et d'interactions avec la surface de l'océan. L'énergie reçue par le capteur depuis la surface est soit directe (émise par la surface), soit réfléchie ou diffusée. La nature de l'interaction entre les r.e.m et l'atmosphère et la surface océanique dépend de la longueur d'onde (et de sa polarisation). Les parties du spectre e.m utiles à l'observation de l'océan sont celles pour lesquelles l'atmosphère n'est pas opaque (figure 1.1) et les longueurs d'onde utilisées diffèrent selon les propriétés de la surface auxquelles on souhaite accéder.

Dans ces régions le rayonnement peut toutefois être atténué selon les longueurs d'onde et les propriétés du milieu traversé.

Dans la région qui s'étend du visible au proche infrarouge, les radiomètres (instruments passifs) observent la réflexion du rayonnement solaire par la surface (et les premiers mètres sous la surface), la quantité d'énergie réfléchie dépend en effet des propriétés optiques de la surface. Les mesures par différentes longueurs d'onde de cette partie du spectre sont notamment exploitées pour restituer le contenu en chlorophylle et particules en suspension. En effet, la lumière solaire incidente interagit avec les substances présentes dans l'eau (phytoplancton ou sédiments). Par exemple, le phytoplancton contient de la chlorophylle qui absorbe la lumière aux longueurs d'onde du bleu et du rouge et qui transmet le vert.

Plusieurs fenêtres entre 3.5 et 13 μm sont exploitées par les radiomètres infrarouges.

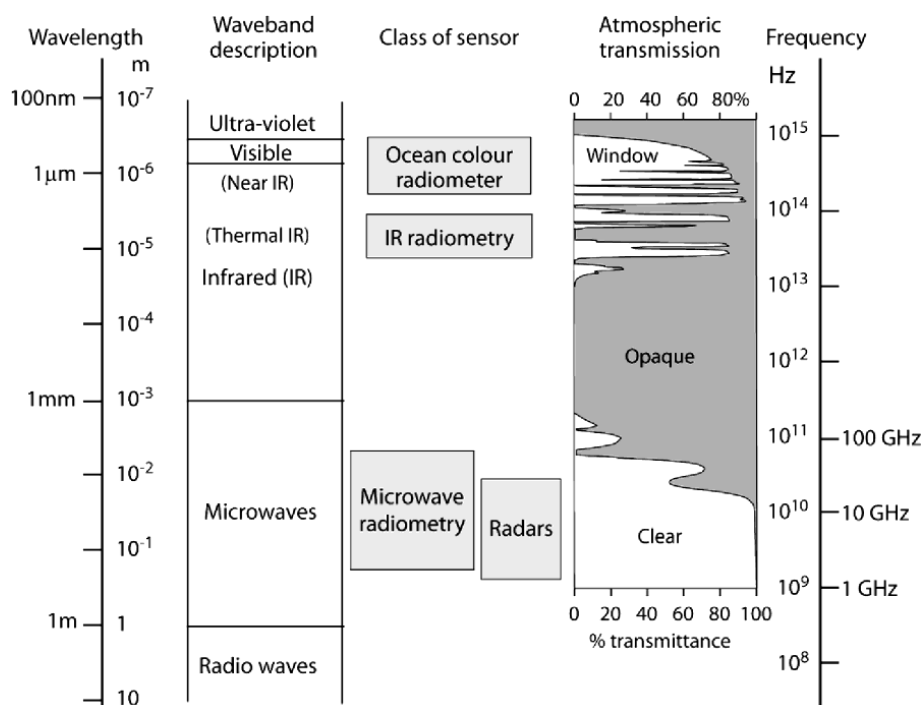


FIGURE 1.1 – Spectre électromagnétique montrant les régions pour lesquelles l’atmosphère est opaque et les régions utilisées par différentes « classes » de capteurs (source de la figure [Robinson, 2010]).

Dans cette région, le rayonnement du soleil est faible. Le rayonnement émis par la surface dépend de sa température. Nous reviendrons plus en détail sur les mesures de température de surface de mer faites par ces capteurs dans la section suivante.

Pour des longueurs d’onde supérieures à quelques *mm*, l’atmosphère devient transparente. C’est la partie micro-onde du spectre. Celle-ci est exploitée pour les télécommunications, télévisions, radios, téléphonie mobile, etc. Une partie des fréquences est réservée à l’observation. Les radiomètres micro-ondes mesurent le rayonnement émis par la zone observée dans des longueurs d’ondes entre 3 mm (100 GHz) et 30 cm (1 GHz). Le rayonnement émis par la surface de la mer dépend de sa température mais aussi de la rugosité (utilisée pour estimer le vent) et de la salinité. Le paragraphe 1.2.3 reparlera de ces observations.

Les radars (instruments actifs) émettent un signal à très haute fréquence et reçoivent l’écho réfléchi par la surface. Dans ce chapitre, nous reviendrons sur l’altimètre permettant d’accéder notamment à la topographie dynamique.

Les orbites

Les caractéristiques des orbites des satellites sur lesquels opèrent ces instruments imposent des contraintes sur l’échantillonnage spatial et temporel des données, elles sont donc choisies en fonction des besoins et/ou des particularités des instruments. Les orbites principalement utilisées pour l’observation sont :

1.2. Mesures satellite de température de surface de la mer

- L’orbite géostationnaire : Le satellite est positionnée sur une orbite circulaire au-dessus de l’équateur (rotation dans le même sens que la rotation de la Terre de période un jour sidéral). Il apparaît donc stationnaire à un observateur sur la terre et « voit » ainsi toujours la même zone (environ 40 % de la surface terrestre). Son altitude est d’environ 36000 km. Ce type d’orbite permet d’échantillonner la même zone avec une fréquence temporelle élevée.
- L’orbite quasi-polaire : L’altitude est plus basse (entre 700 et 1350 km) et la période plus courte (autour de 100 minutes). Le satellite fait donc entre 14 et 15 fois le tour de la terre en une journée. L’orbite est quasi circulaire avec une inclinaison d’environ $\pm 90^\circ$.
- L’orbite héliosynchrone : C’est un cas particulier de l’orbite polaire. L’orbite est quasi circulaire avec une inclinaison de 90° . Ces orbites sont généralement choisies de manière à ce que le satellite survole un point donné toujours à la même heure solaire locale.

Les orbites peuvent également être répétitives, c’est à dire telles que le satellite repasse au-dessus du même endroit tous les n jours.

Les produits

Les données issues d’observations satellite sont usuellement classées en niveaux de produits associés à des étapes de traitement convertissant la mesure brute en produit géophysique. Le niveau dit L0 correspond à la mesure brute (signal digital). Un modèle de calibration convertit le rayonnement reçu par le capteur sous forme de réponse électrique elle-même convertie en valeurs digitales. Cette étape conduit au niveau L1 contenant les valeurs de radiance, de phase ou autres propriétés et les informations de positions. La géolocalisation et un modèle géophysique conduisent au niveau L2 contenant l’information géophysique. Un niveau L3 propose ses observations sous forme de produits grillés plus faciles à utiliser. Ce regrillage n’implique pas d’interpolation (dans les endroits où il n’y a pas d’observation), à part celle induite par le regrillage ou la synthèse de données. Ces produits peuvent contenir soit des observations sous la trace rééchantillonnées, soit une synthèse d’observations faites dans une fenêtre temporelle, soit une synthèse d’observations du même paramètre faites par différents capteurs. Un niveau L4 propose des produits de synthèse sans « trous ». Ces champs régionaux ou globaux peuvent être construits à partir d’une ou plusieurs sources d’observation.

1.2 Mesures satellite de température de surface de la mer

1.2.1 Principe

Le principe de mesure se base sur les propriétés de la surface océanique à émettre un rayonnement dans l’infrarouge thermique et dans le domaine des micro-onde, dont l’intensité varie en fonction de sa température. Ce principe se fonde sur la propriété de toute surface à émettre un rayonnement dont l’intensité dépend de sa température. Dans le cas d’un corps noir, qui est un objet idéal qui absorberait toute l’énergie électromagnétique qu’il reçoit, sans en réfléchir ou en transmettre, le spectre de l’énergie rayonnée (c’est-à-dire la répartition de la quantité d’énergie en fonction de la longueur d’onde) ne dépend que de sa température et de rien d’autre.

Les caractéristiques spectrales d'émission thermique d'un corps noir à une température T (supérieure à 0 K) sont données par la loi de Planck :

$$L_\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp(\frac{hc}{k\lambda T}) - 1} \quad (1.1)$$

avec T la température de surface du corps noir en Kelvin, λ la longueur d'onde en mètre, h la constante de Planck ($6.62510^{-34} Js$), k la constante de Boltzmann 1.3810^{-23} , c la vitesse de la lumière ($c = 2.9979108 ms^{-1}$) et B_λ la radiance spectrale (le flux de radiation émis en $Wm^{-2}st^{-1}$, unité de puissance par unité d'angle solide par unité d'aire projetée par unité de longueur d'onde). En intégrant la loi de Planck par rapport à la longueur d'onde, on obtient la radiance totale (ou densité de flux radiatif) L du corps noir :

$$L = \sigma T^4 \quad (1.2)$$

avec $\sigma = 5.66910^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ (constante de Stefan) et M en Wm^{-2} . C'est la loi de Stefan-Boltzmann. En dérivant 1.1 par rapport à la longueur d'onde, on obtient la valeur de la longueur d'onde du pic spectral :

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \quad (1.3)$$

C'est la loi de Wien. La radiation est unique à une température donnée. La figure 1.2 montre le spectre d'émission du corps noir pour des températures de -10 °C à 40 °C avec en superposition les fenêtres atmosphériques. On remarque que l'énergie émise croît avec la température et que le pic spectral se déplace vers les longueurs d'onde plus courtes.

Cependant les corps réels ne sont pas parfaits et ne se comportent pas comme des corps noirs. L'émissivité caractérise la déviation par rapport au corps noir ($L_{corpsnoirs}$). Elle est définie par :

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{L_\lambda(\lambda, T)}{L_{corpsnoir}(\lambda, T)} \quad (1.4)$$

C'est une propriété du milieu et en pratique elle ne dépend pas de la température pour une longueur d'onde donnée. Pour un émetteur réel, la loi de Planck s'écrit alors :

$$L_\lambda(\theta, \phi) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{\varepsilon_\lambda(\theta, \phi)}{\exp(\frac{hc}{k\lambda T}) - 1} \quad (1.5)$$

avec $\varepsilon(\theta, \phi)$ l'émissivité de la surface dans la direction (θ, ϕ) (θ et ϕ respectivement angle zénital et angle azimutal).

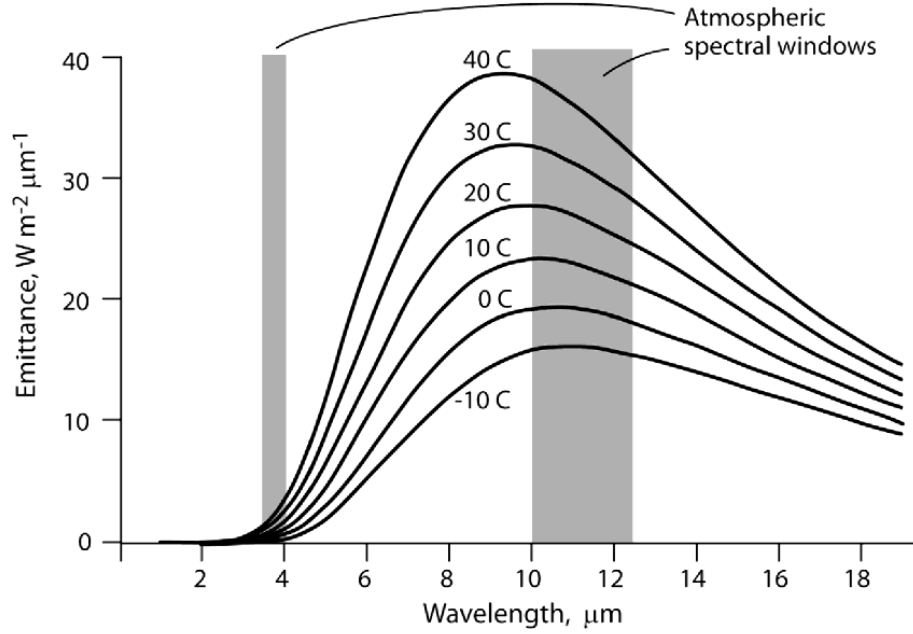


FIGURE 1.2 – Spectre d’émission infrarouge du corps noir pour des températures de -10 °C à 40 °C. Les bandes grisées montrent les fenêtres atmosphériques, l’atmosphère étant opaque pour les autres longueurs d’onde (source de la figure : [Robinson, 2004])

Dans l’infra-rouge, l’émissivité est proche de 1, le rayonnement émis est dominé par la température de peau. Dans le domaine micro-onde, l’émissivité est inférieure à 0.5. Le rayonnement émis ne dépend alors pas uniquement de la température mais aussi de l’orientation de la surface et de la constante diélectrique de l’eau. Pour une température de surface donnée, le signal émis peut ainsi varier en fonction de la rugosité de surface et de la salinité de surface.

La radiance observée par le radiomètre avec un angle zénital θ peut se résumer à la formulation suivante :

$$L_{\lambda \text{ totale}} = \tau_{\lambda} \varepsilon_{\lambda} L_{\lambda}(T) + L_a + L_{rs} + L_{ra} \quad (1.6)$$

avec un premier terme sur la contribution de l’émission de la surface de la mer et L_{λ} la fonction de Planck, L_a la contribution de l’émission atmosphérique, L_{ra} l’émission atmosphérique qui s’est réfléchi, L_{rs} le rayonnement solaire réfléchi et τ_{λ} la transmittance de l’atmosphère. Chaque contribution dépend de la radiance émise, de la transmittance de l’atmosphère $\tau(\lambda, \theta; p_1, p_2)$ et de l’émissivité, p_1 et p_2 étant la pression atmosphérique aux points de départ et d’arrivée du trajet dans l’atmosphère, ce qui n’est pas noté dans (1.6) pour simplifier la formulation. L’intégration de cette somme de contributions nécessiterait la connaissance précise de la distribution horizontale, verticale et temporelle de τ , ce qui est impossible en pratique malgré les mesures satellite de profils atmosphériques réalisés par les sondeurs micro-onde et les données de modèles atmosphériques. La restitution de la SST se fait donc par un l’intermédiaire d’équations empiriques (voir paragraphe 1.2.2.3).

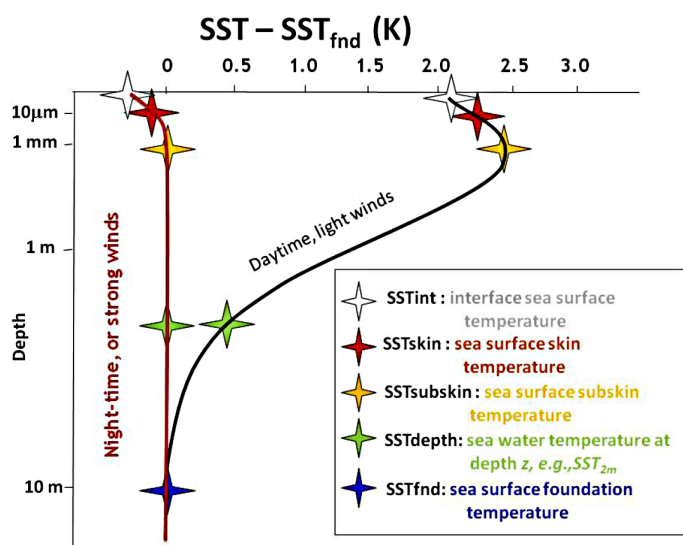


FIGURE 1.3 – Schéma de profils de température dans la couche superficielle de l'océan dans des conditions de vent fort ou durant la nuit (rouge) et dans des conditions de vent faible durant la journée (noir). Il s'agit plus précisément de la différence de température entre ces profils et la température appelée « SST foundation » définie comme la température de surface non affectée par le cycle diurne. La profondeur de cette « SST foundation » n'est pas définie. Le graphique la fixe à 10 m pour illustration (source de la figure : [Donlon et al., 2007]).

Quelle est la température de surface mesurée par les capteurs satellite ?

La température de surface de la mer désigne la température dans les premiers mètres de l'océan, de la surface à environ 10 mètres. C'est un paramètre difficile à définir précisément en raison de la complexité et variabilité de la structure thermique verticale de l'océan proche de la surface. Un document fourni par le GHR SST (Group for High Resolution Sea Surface Temperature) présente quelques définitions précisant le contenu de l'information et les relations entre les températures de surface mesurées par différents instruments satellite et in-situ (www.ghrsst.org/science-and-applications/sst-definitions/). La figure 1.3 extraite de ce document schématise les différentes appellations. Ce schéma montre un exemple de profils de température sur les dix premiers mètres et illustre les différences de températures possibles selon le type d'instrument. Le rayonnement infrarouge vient des dix premiers microns de la surface (température de « peau »), le micro-onde du premier millimètre. Ces profils illustrent de plus l'effet diurne de réchauffement de la proche surface en condition de vent faible, inférieur à environ 7 m.s^{-1} ([Donlon et al., 2002]). L'effet diurne peut atteindre des valeurs supérieures à $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ([Stramma et al., 1986]). [Merchant et al., 2008] présente une étude sur l'amplitude et les échelles spatiales du cycle diurne en Méditerranée et le long des côtes européennes. Les événements supérieurs à $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ se manifestent par des structures de l'ordre de 40 km, avec un pic du cycle vers 14 h. L'utilisation des données de nuit permet de limiter la prise en compte de ces effets et des structures spatiales de petite échelle ainsi créées.

1.2. Mesures satellite de température de surface de la mer

1.2.2 Observations satellite infrarouges

Ce paragraphe présente les observations de SST réalisées par des radiomètres passifs dans la partie infrarouge thermique. Ce type de capteur est déployé sur les satellites météorologiques depuis la fin des années 70. Comme on l'a déjà vu dans les paragraphes précédents, les fenêtres utilisées se situent autour de $4\ \mu m$ et entre 9 et $12\ \mu m$. Les paragraphes suivants reviennent sur l'utilisation de ces fenêtres. A partir de la radiance mesurée dans ces bandes spectrales, le radiomètre infrarouge peut ainsi fournir la température de brillance, définie comme la température d'un corps noir émettant la radiance mesurée pour la longueur d'onde donnée du détecteur. Comme on l'a vu dans la formulation (1.6), des composantes atmosphériques et l'émissivité de la surface contribuent à la radiance reçue et l'intégration de cette équation de façon précise est impossible. L'émissivité et la réflexion solaire dans l'infrarouge puis l'absorption par les gaz sont abordés dans les deux prochains paragraphes. Le paragraphe 1.2.2.3 présente les méthodes d'estimation de la SST et enfin le paragraphe 1.2.2.4 présente les caractéristiques principales de plusieurs types d'instruments.

1.2.2.1 Emissivité IR et réflexion solaire

L'émissivité infrarouge de la surface de la mer est proche de 1. Elle dépend toutefois de l'angle d'incidence. [Masuda et al., 1988] présente une étude sur l'émissivité de la surface l'eau (eau pure et eau de mer) en fonction de l'angle zénital et de la vitesse du vent (caractérisé par une distribution de pentes de vague) pour les fenêtres IR utilisées par les radiomètres. Pour une longueur d'onde de $11\ \mu m$ et si la surface est plane elle va de 0.992 pour un angle d'incidence zéro à 0.986 pour un angle de 50° . Pour les angles d'incidence entre 0° et 50° , la différence relative entre l'eau pure et l'eau de mer est de l'ordre de 0.1% (pour des vents inférieurs à $15\ ms^{-1}$). L'effet du vent reste faible pour les angles inférieurs à 30° (sauf à vent très fort) et devient très important pour des angles supérieurs à 70° . D'autres études traitent de l'émissivité infrarouge, toutefois en pratique, la correction est incorporée dans la correction atmosphérique.

Le fait que la surface n'est pas celle d'un corps noir implique aussi qu'une partie du signal observé peut provenir de la réflexion d'une radiance incidente, du ciel ou du soleil, sur la surface. La première est en pratique incluse dans les corrections atmosphériques et la deuxième peut être négligée dans la fenêtre 10-12.5 μm . Cependant à $3.7\ \mu m$, la radiance venant de la réflexion du soleil (et aussi de la réflexion diffuse) est du même ordre que l'émittance de la surface de la mer, aussi cette bande de fréquence n'est-elle pas utilisable de jour.

1.2.2.2 Absorption atmosphérique

Dans la fenêtre 3-14 μm , certains constituants de l'atmosphère absorbent une partie du signal émis par la surface le mer et peuvent émettre eux-mêmes un rayonnement.

Atténuation par les gaz

La figure 1.4 schématise l'atténuation du rayonnement infrarouge en fonction des longueurs d'onde, certains pics d'absorption étant associés à un gaz particulier. Les principaux gaz

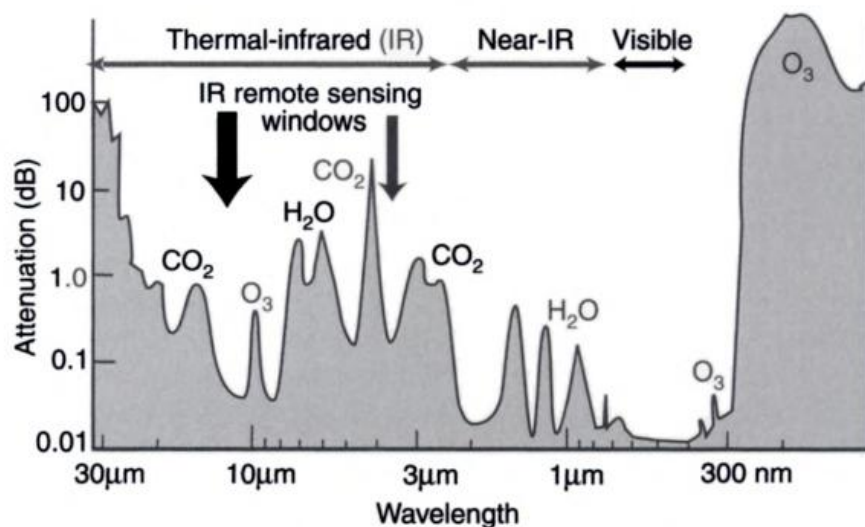


FIGURE 1.4 – Schéma de l'atténuation du rayonnement infrarouge en fonction des longueurs d'onde, certains pics d'absorption étant associés à un gaz particulier. Source de la figure : [Robinson, 2004]

absorbant sont la vapeur d'eau, l'ozone et le dioxyde de carbone. Le dioxyde de carbone est présent partout dans l'atmosphère et distribué de façon quasi uniforme. La couche d'ozone se situe à 20-30 km de hauteur (dans la stratosphère) et varie dans la journée (plus forte lorsque la lumière du soleil génère de l'ozone par interaction entre les ultra-violets et l'oxygène). La vapeur d'eau est située dans la partie basse de l'atmosphère, la troposphère (< 10 km). Elle varie en fonction de la latitude et de la saison avec des échelles de variabilité horizontale de l'ordre de 1000 km.

Le spectre d'absorption présente deux fenêtres, 3.5-4.1 μm et 10-12.5 μm , pour lesquelles l'atténuation est réduite mais non nulle. Dans la majorité des situations, la température de brillance mesurée reste donc plus faible que la température vraie de surface et l'atténuation va dépendre des conditions atmosphériques (avec une dépendance forte pour le contenu en vapeur d'eau). Un effet inverse est possible en présence d'une inversion de température. Ce cas est notamment observé en Arctique ([Le Borgne et al., 2011a]).

Atténuation par les aérosols

Les aérosols atmosphériques sont les populations de particules solides et liquides en suspension dans l'air, à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace composant les nuages et les brouillards. Leurs dimensions sont comprises entre 0.001 et 100 μm . Les aérosols proviennent d'une grande variété de sources (naturelles ou anthropogéniques) avec des tailles de particules, des natures chimiques, des durées de vie et des domaines de résidence dans l'atmosphère variables. Les aérosols stratosphériques, localisés entre 12 et 30 km d'altitude, sont de petites dimensions. Ils sont produits principalement par le processus de conversion gaz-particule et par les injections issues de grandes éruptions volcaniques. Ils présentent une distribution quasi zonale et presque uniforme et leur durée de vie est de quelques années. Les aérosols troposphériques sont concentrés dans la partie basse de la troposphère. La composante principale de l'aérosol troposphérique est l'aérosol désertique

1.2. Mesures satellite de température de surface de la mer

émis par les surfaces arides du globe (poussières soulevées par le vent principalement dans les déserts du Sahara et d'Arabie Saoudite). Ils peuvent former des couches de grande épaisseur optique ([Merchant et al., 2006]). Des concentrations significatives peuvent se retrouver jusqu'aux Caraïbes ou au Royaume-Uni. Ces poussières peuvent causer un biais allant au delà de 1 °C. Les aérosols Sahariens sont détectables sur les températures de brillance infrarouges et leur effet peut être corrigé ([Merchant et al., 2006],[Le Borgne et al., 2013]).

Un autre effet des aérosols important concerne les aérosols stratosphériques. En effet les éruptions volcaniques majeures peuvent multiplier jusqu'à dix fois la quantité d'aérosols stratosphériques. Les événements les plus connus depuis le début de l'observation satellite par radiométrie sont les éruptions du Pinatubo (dans le nord des Phillipines) en 1991 et du El Chichon (dans le sud du Mexique) en 1982 . Après injection dans la stratosphère, les matières volcaniques évoluent chimiquement, se dispersent et se sédimentent. Après l'éruption du Pinatubo, le panache avait encerclé la terre dans les trois semaines suivantes, essentiellement dans la bande de latitude 10°N 30°N sur une hauteur de 20 à 25 km. Le panache s'est ensuite dispersé vers les pôles durant l'année suivante. Ce type d'événement modifie la composition chimique et la distribution des tailles des particules au niveau global durant les deux ou trois années suivant l'éruption. Il est nécessaire d'en tenir compte dans la restitution de la SST ([Reynolds, 1993],[Vázquez-Cuervo et al., 2004],[Merchant et al., 1999]).

1.2.2.3 Estimation de la SST

Le rayonnement infrarouge émis par la surface est modifié lors de son passage à travers l'atmosphère par absorption par les gaz et par absorption et diffusion par les particules solides ou liquides. Des mesures précises de la SST sont possibles lorsque les effets des particules sont faibles, en l'absence de nuages ou de brouillard, lorsque la diffusion et réflexion du rayonnement solaire est négligeable.

Correction atmosphérique

En pratique, la correction atmosphérique se base sur le principe suivant : l'atténuation atmosphérique est différente selon la bande spectrale. La correction est alors estimée en utilisant la différence entre deux températures de brillance mesurées par des canaux différents. C'est la technique du "split window" ou algorithme à fenêtres multiples ([Deschamps and Phulpin, 1980]). Typiquement, la SST est estimée par une combinaison, linéaire ou non linéaire, des températures de brillance de différents canaux, plus un offset.

La forme la plus simple estime la SST T_s par une combinaison linéaire de températures de brillance T_b de différents canaux :

$$T_{s_{MCST}} = a + bT_{b_i} + \gamma(T_{b_i} - T_{b_j}) \quad (1.7)$$

avec T_{b_i} et T_{b_j} les température de brillances au sommet de l'atmosphère mesurées dans le canal i et j et a , b et γ les coefficients à déterminer. Ici $\gamma = \frac{1-\tau_i}{\tau_i-\tau_j}$ peut être interprété comme la différence d'absorption, avec τ_i et τ_j la transmittance de l'atmosphère (de la surface au satellite) respectivement pour les canaux i et j .

D'autres formes non linéaires sont proposées :

$$T_{s_{QSSST}} = a + bT_{b_i} + c(T_{b_i} - T_{b_j}) + d(T_{b_i} - T_{b_j})^2 \quad (1.8)$$

$$T_{s_{NLSST}} = aT_{b_i} + bSST_{guess}(T_{b_i} - T_{b_j}) + c(T_{b_i} - T_{b_j})(S_\theta - 1) + d \quad (1.9)$$

$$T_{s_{WVSSST}} = aT_{b_i} + bSST_{guess}(T_{b_i} - T_{b_j}) + cW(T_{b_i} - T_{b_j}) + d \quad (1.10)$$

avec θ l'angle zénital satellite ($S_\theta = 1/\cos(\theta)$) et SST_{guess} une valeur de SST à priori, $W = W_o/\cos(\theta)$ et W_o la quantité total de vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique entre la surface et l'atmosphère. La forme (1.8), proposée par [McMillin, 1975] contient un terme quadratique. La forme (1.9), notamment proposée par [Walton et al., 1998], contient un terme dépendant de l'angle de vue θ qui permet de prendre en compte de manière plus explicite la longueur du trajet à travers l'atmosphère selon la position dans la fauchée et les variations d'émissivité fonction de l'angle de vue. La forme (1.10), proposée par [Emery et al., 1994] fait intervenir un terme dépendant de la vapeur d'eau estimée par un instrument micro-onde. Et enfin une forme prenant en compte trois bandes spectrales (triple-window) :

$$T_{s_{TRI}} = aT_{b_i} + b(T_{b_j} - T_{b_k}) + c \quad (1.11)$$

Dans les équations (1.8) à (1.10), les températures sont en °C. Les équations (1.8) à (1.10) présentent les principales familles d'algorithmes. Des variantes ont été proposées. Pour un instrument et un satellite donnés, plusieurs algorithmes sont utilisés. Les variables intervenant dans les algorithmes de jour sont les températures de brillance à 11 et 12 μm (et la différence $T_{11} - T_{12}$), la sécante de l'angle zénital satellite (généralement sous la forme $(S_\theta - 1)$), une SST à priori SST_{guess} issue d'une climatologie ou d'un produit de synthèse temps réel et parfois le contenu en vapeur d'eau. Une variable supplémentaire est couramment utilisée la nuit : la température de brillance à 3.7 μm , T_{37} . Une autre technique spécifique à l'instrument ATSR (et AATSR), utilise des températures de brillance mesurées sous deux angles différents.

L'inconvénient majeur de la technique du « split-window » est l'amplification du bruit dû à l'utilisation de la différence $(T_{b_i} - T_{b_j})$. Des techniques de lissage de ce terme peuvent être mises en oeuvre pour atténuer ce problème ([ESA, 2007], [OSISAF, 2010]).

On peut noter qu'un article récent, [Petrenko et al., 2014], expose un résumé des différents algorithmes existants.

Algorithme basé sur une régression avec un jeu de données in-situ

Une première approche de définition de l'algorithme est de déterminer empiriquement les coefficients par regression entre les températures de brillance mesurées par le radiomètre et les températures de surface in-situ (colocalisées) mesurées par des navires (océanographiques ou d'opportunité) ou par des bouées dérivantes ou ancrées ([McClain et al., 1985], [Walton et al., 1998]).

Algorithme basé sur une modélisation du transfert radiatif IR

L'autre approche consiste à estimer les coefficients par régression à partir de simulations de transfert radiatif. En pratique, on construit une base de données contenant les températures de brillance T_{b_i} au sommet de l'atmosphère simulées par le modèle de transfert radiatif pour un grand nombre de profils atmosphériques différents (avec des distributions de quantité de vapeur d'eau et de température différentes), et pour un ensemble de températures de surface de la mer T_s (température de peau) et d'angles de vue (θ). Les coefficients sont estimés à partir du jeu de T_{b_i} , T_s et θ ainsi construit. Cette méthode a l'avantage de ne pas faire intervenir les mesures in-situ dans la définition des algorithmes. L'erreur du modèle correspond à l'écart-type des différences entre T_s artificielles et T_s estimées. L'erreur sur la SST est estimée à posteriori sur des données réelles par comparaisons avec des données in-situ. Cette technique fut appliquée à l'AVHRR par [Llewellyn-Jones et al., 1984] puis à l'ATSR (Along-Track Scanning Radiometer) par [Zavody et al., 1995], à l'AATSR (Advanced ATSR), et enfin aux satellites météorologiques opérationnels ([Merchant et al., 1999]). Elle est également exposée dans [Merchant and Le Borgne, 2004].

Détection des nuages

La contamination du signal par les nuages est une des sources d'erreurs majeures. Plusieurs méthodes ont été proposées, notamment par [Derrien et al., 1993], [Cayula and Cornillon, 1996], [Merchant et al., 2005], [Saunders, 1986]. La présence de nuages a pour effet d'abaisser la température de brillance. Le test le plus simple consiste à comparer la (ou les) température(s) de brillance à une climatologie (de SST et de gradients de SST) et ainsi élimier les pixels dont les valeurs dépassent un seuil. Ce test permet d'éliminer essentiellement les pixels affectés par des nuages élevés (dont la température est beaucoup plus froide que celle de la mer). La détection du brouillard au niveau de la mer, qui peut être plus chaud que la température de surface, des nuages fins de type cirrus ou des nuages de taille inférieure au pixel est difficile.

Validation et qualification

La validation des estimations de SST se fait essentiellement par des comparaisons à des observations in situ. La majeure partie de ces observations in-situ est issue de bouées dérivantes ou ancrées. Dans les cas particuliers de campagnes de calibration, des comparaisons entre les mesures du capteur embarqué sur satellite et des mesures faites par un radiomètre installé à bord d'un navire peuvent également être faites.

Les principales faiblesses liées à ces comparaisons entre mesures satellite et mesures in-situ sont :

- la différence de profondeur de mesure entre les instruments in-situ et la donnée satellite et l'hétérogénéité des profondeurs de mesure entre les différents instruments in-situ
- l'hétérogénéité spatiale et temporelle des colocalisations données in-situ / données satellite

On trouve de nombreuses publications relatives aux validations des différents produits de SST. On peut citer par exemple, [Marsouin et al., 2014] qui présente une validation de la

SST fournie par l'AVHRR METOP-A pendant 6 années. Les fichiers au format GHRSSST fournissent en chaque pixel un biais et un écart-type estimés (nommés respectivement *sses bias* et *sses standard deviation* selon le document GHRSSST [Casey and Donlon, 2011]) par le producteur ainsi qu'un indice de qualité. Les méthodes d'estimation de ces variables sont propres à chaque produit de SST et sont précisées dans les documents décrivant le produit. Les indices qualité vont de 0 à 5 avec des observations de SST notées comme valides à partir de la valeur 3 (« 3 » pour suspecte, « 4 » pour acceptable et « 5 » pour excellente).

1.2.2.4 Caractéristiques principales de plusieurs types de capteurs

AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)

C'est un radiomètre imageur multi-canaux embarqué notamment sur la série des satellites NOAA 6 à 19 et sur les satellites METOP-A et METOP-B d'EUMETSAT. Le premier a été lancé en 1978 sur TIROS-N. Chaque satellite de la série NOAA est placé dans un des deux plans à orbite héliosynchrone, ayant une passe soit le matin et le soir (juste après levé ou coucher du soleil), soit le matin et l'après-midi. L'AVHRR-3 embarqué sur les NOAA 15-19 et METOP-A (orbite héliosynchrone à une altitude de 830 km) opère dans six bandes spectrales du visible à l'infrarouge. La fauchée a une largeur de 2940 km. La résolution spatiale au nadir est 1,1 km.

Les données NOAA sont récupérés selon trois modes, ce qui explique la couverture spatiale et temporelle des produits disponibles. Ces modes sont :

- pleine résolution (HRTP pour High Resolution Picture Transmission) et dans ce cas les données sont transmises à la station qui est en vue
- le mode LAC : les données pleine résolution sont stockées à bord puis transmises aux stations de réception NOAA/NASA
- le mode GAC : les données ont une résolution réduite, ce qui assure une couverture globale avec une résolution nominale de environ 4 km

Les produits de niveau L2 AVHRR-METOP-A de OSISAF (www.osi-saf.org) utilisés dans les chapitres suivants sont disponibles sous forme de granules de trois minutes (les données brutes sont intégralement stockées et transmises aux stations en vue). L'algorithme utilisé est présenté dans [OSISAF, 2010]. La figure 1.5a illustre l'échantillonnage réduit du mode de transmission GAC. Les figures 1.5b et 1.5c présentent des observations de SST de AVHRR-METOP-A et AVHRR19-GAC pour les 21 et 20 décembre 2010 respectivement.

ATSR et AATSR (Advanced along-track scanning radiometer)

Spécifiquement dédié à l'amélioration de la précision sur la mesure de la SST, l'ATSR a été déployé en 1991 sur le satellite de l'ESA ERS-1. L'ATSR-2 a suivi sur le satellite ERS-2, puis l'AATSR sur Envisat en 2002 (jusqu'en avril 2012). C'est un radiomètre multi-canaux avec trois longueurs d'onde IR, une dans le proche IR et pour l'ATSR-2, trois dans le visible. L'instrument voit deux fois la même zone de la surface terrestre, une fois avec un angle de 55° (vue avant) puis une seconde fois (150 secondes plus tard) au nadir. Il opère avec un seul détecteur. La technique est illustrée figure 1.6a. Le but de cette technique est d'utiliser les deux vues pour estimer la correction atmosphérique. Les pixels originaux sont rééchantillonnés sur une grille rectangulaire de 1x1 km de résolution. La résolution radiométrique est donnée à moins de 0.1 K. Un des inconvénients majeur de la technique

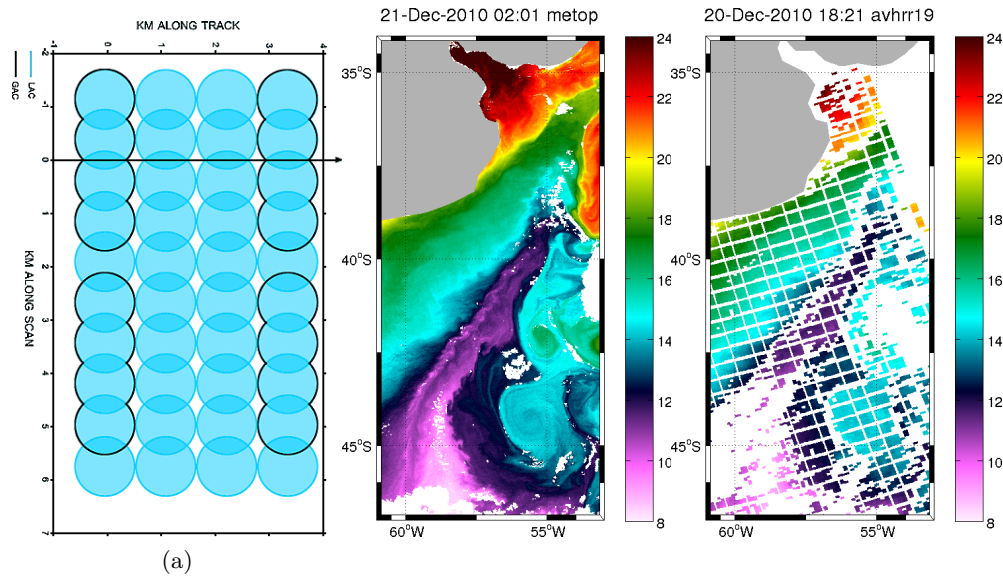


FIGURE 1.5 – Illustration de l'échantillonnage des modes de transmission GAC et LAC (1.5a). Seuls les « pixels » au cercle noir sont sélectionnés dans le mode GAC. SST AVHRR-METOP-A observée le 21 décembre 2010 au niveau des Malouines (1.5b). SST AVHRR19-GAC observée le 20 décembre 2010 au niveau des Malouines (1.5c).

est la largeur de fauchée limitée à 500 km. Il faut un peu moins de quatre jours pour avoir une couverture globale (sauf aux hautes latitudes). On peut noter qu'une technique de lissage est appliquée à la SST restituée [ESA, 2007]. Cette technique repose sur le principe suivant : si il n'y avait pas d'atmosphère, la température de brillance à $11 \mu m$ à incidence quasi normale serait une très bonne approximation de la SST. La différence entre la SST restituée et la température de brillance à $11 \mu m$ est alors une bonne mesure de l'atténuation atmosphérique dans ce canal. Cette différence est donc lissée et le résultat de ce lissage est ajouté à la température de brillance $11 \mu m$ pour donner la SST. On peut également noter qu'un problème de décalage entre les deux vues est apparu sur l'AATSR, impliquant un artéfact visible sur la SST calculée et ainsi des valeurs de gradients de SST modifiées. Ce problème implique que ces données ne sont pas utilisables dans les analyses réalisées dans le travail de thèse.

MODIS (Moderate-resolution imaging spectrometer)

Un premier radiomètre MODIS est à bord du satellite TERRA lancé en 1999 et un second à bord de AQUA lancé en 2002. Il opère 36 canaux du visible à l'infrarouge. Les canaux utilisés pour l'estimation de SST sont les canaux 20,22,23 (autour de $4 \mu m$), 31 ($11 \mu m$) et 32 ($12 \mu m$). La largeur de fauchée est 2330 km. L'instrument opère avec un ensemble de détecteurs pouvant imager plusieurs lignes en parallèle (1.6b). Pour chaque canal infrarouge, il y a 10 détecteurs distincts le long de la trace avec une résolution spatiale de 1.0 km. Cette ligne de détecteur, fournissant donc une ligne d'observations de 10 km (au nadir) dans la direction de la trace. Un miroir tournant à deux côtés étant utilisé, l'image est comme construite avec 20 détecteurs indépendants. Cette technique a l'avantage de permettre des temps d'intégration plus longs et ainsi une plus grande précision. Cepen-

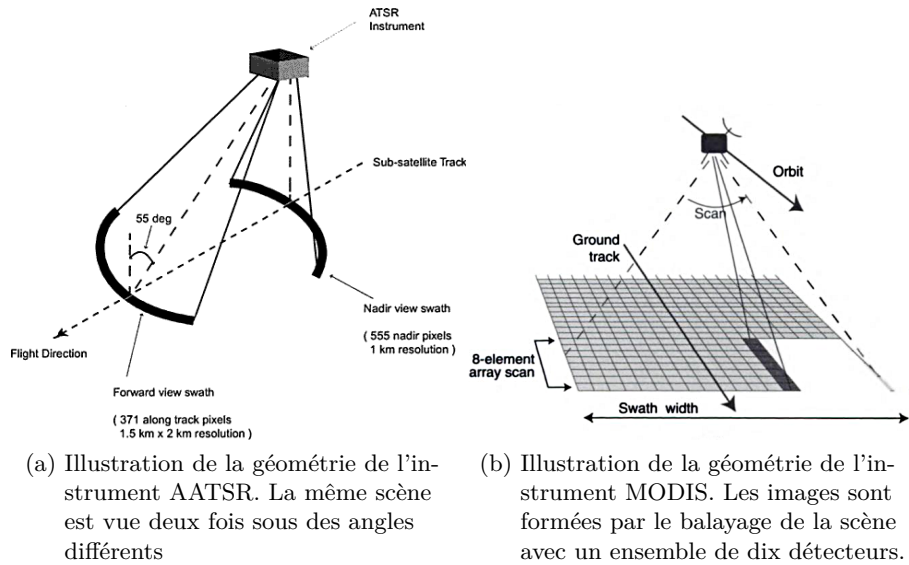


FIGURE 1.6 – Géométries de l'AATSR et de MODIS. Source :[Robinson, 2004]

dant elle introduit un lignage dans les images. Une méthode de « délignage » est proposée dans [Bouali and Ignatov, 2014]. Le capteur VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) opérant depuis fin 2011 utilise le même type de technique et fournit des images de SST avec 750 m de résolution au nadir. Plusieurs images issues des observations MODIS seront présentées dans les chapitres suivants.

SEVIRI (Spinning Enhanced Visible & Infrared Imager)

La figure 1.7a montre les disques à la surface de la Terre vus par les géostationnaires en place. Les principales caractéristiques des satellites géostationnaires sont :

- ils sont fixes par rapport à un repère lié à la Terre
- leur altitude de environ 36000 km
- la resolution atteint environ 3 km mais se dégrade en s'éloignant du nadir (visée oblique). La couverture spatiale est limitée au disque. La mesure se dégrade également en s'éloignant du nadir (tranche d'atmosphère plus épaisse).

Prenons ici l'exemple de SEVIRI (sur METEOSAT). L'instrument acquiert une image toutes les 15 minutes. Il opère 12 canaux, 3 dans le visible, 1 dans le proche IR et 8 dans l'infrarouge dont 10,8 et 12 μm utilisés pour l'estimation de la SST. L'estimation de la SST est exposée dans [Le Borgne et al., 2011b]. L'acquisition d'une image est illustrée figure 1.7b. Comme pour les autres capteurs, la construction de l'image se fait de façon séquentielle, ici c'est toute la plateforme qui tourne pour effectuer le balayage dans la direction zonale.

1.2.2.5 Technique de recherche de « belles images » de SST infrarouges

Une partie des analyses réalisées dans le travail thèse nécessite l'exploitation de « belles images » ou d'images ayant une couverture spatiale acceptable sur une zone et une période définies. Un outil de recherche approprié a été développé (en fortran). Celui-ci permet de détecter et d'extraire les zones ayant une bonne couverture. Un test de pourcentage de couverture n'étant pas efficace, c'est un carré glissant (de taille généralement fixée à

1.2. Mesures satellite de température de surface de la mer

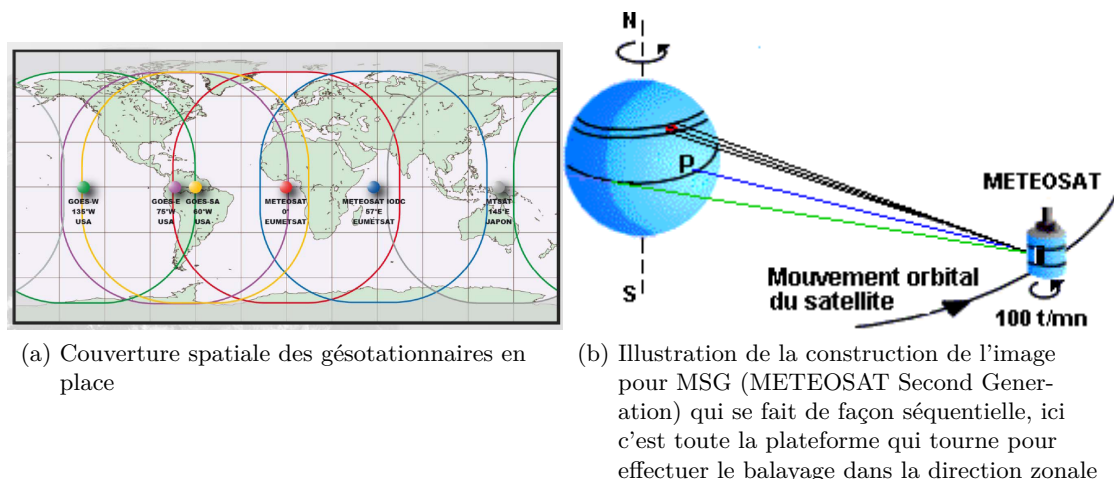


FIGURE 1.7 – Couverture spatiale des géostationnaires en place et illustration de la construction de l'image pour MSG (METEOSAT SECOND GENERATION). Images extraites respectivement d'une présentation de I. Robinson et de S. Le Moal

100 pixels) qui parcourt les données L2. Le test se fait sur le nombre de carrés dont la couverture dépasse un pourcentage fixé. La technique est particulièrement efficace sur les données de type granule et dans ce cas la zone définie par une grille peut être globale. L'outil fait également un regrillage (sur la grille choisie et dans le cas d'une grille globale le granule est regrillé uniquement sur l'extrait de la grille qui le concerne). Cette recherche est possible grâce à la mise à disposition d'un ordinateur accédant à toute l'archive du Laboratoire d'Océanographie Spatiale.

1.2.3 Radiométrie micro-onde

Dans les micro-ondes, l'effet de la SST est important à 6 GHz et 11 GHz. A ces fréquences, il n'y a quasiment pas d'absorption ou de diffusion par l'atmosphère, les aérosols ou les nuages. Il est possible de distinguer les contributions de la température de brillance de la SST, la rugosité de surface, la salinité, et d'identifier la contamination atmosphérique par l'eau liquide car chaque facteur affecte différentes fréquences micro-onde. L'effet de la SST est important entre 4 GHz et 11 GHz, de la salinité en-dessous de 3 GHz et la rugosité de surface au-dessus de 10 GHz (dépend aussi de la polarisation). Tous les canaux sont utilisés simultanément pour restituer la SST, la vitesse du vent, le contenu en vapeur d'eau, le taux de pluie [Wentz and Meissner, 2000a]. Les coefficients de régression de l'algorithme sont déterminés sur la base d'un modèle de transfert radiatif micro-onde. Les raisons de l'absence de données de SST sont parmi les suivantes : point de grille entre les fauchées, proximité de la terre ou de la glace (75 km), vent fort ($> 20 m.s^{-1}$), réverbération du soleil, pluie, interférences radios. Les données micro-ondes utilisées dans les chapitres suivants sont issues des observations de l'instrument AMSR-E installé à bord du satellite AQUA (orbite quasi-polaire) et opérant de mai 2002 à octobre 2011 (un AMSR-E-2 opère sur le satellite GCOM-W1 lancé en mai 2012). La fauchée a une largeur de 1450 km. La figure 1.8 présente un produit composite de données AMSR-E pour une journée. Cette carte illustre la très bonne couverture spatiale et temporelle fournie par l'instrument micro-onde.

La résolution spatiale des observations AMSR-E, en terme de taille de l'empreinte, se situe autour de 40-60 km. En effet la SST est essentiellement basée sur le canal 7 GHz

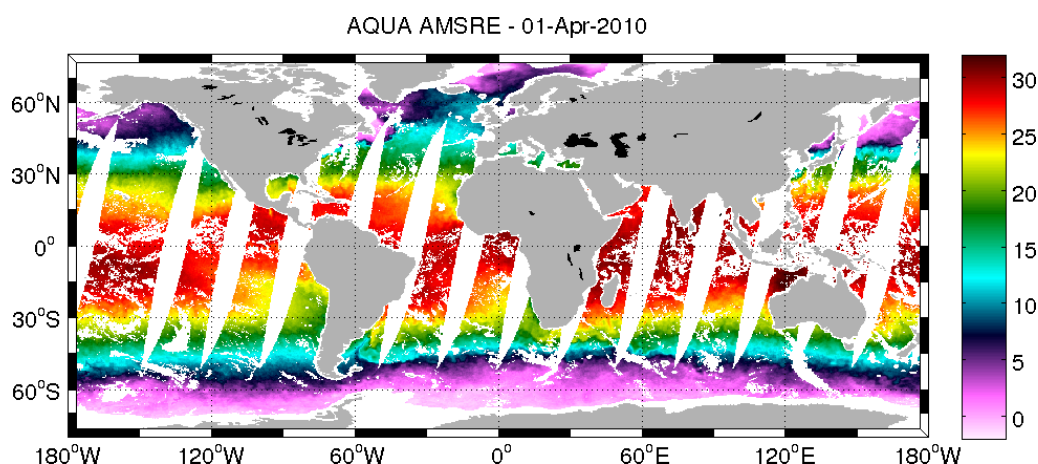


FIGURE 1.8 – Produit composite L3 de données AMSR-E pour la journée du 1 avril 2010. Cette carte illustre la très bonne couverture spatiale et temporelle fournie par l'instrument micro-onde.

dont la résolution de l'empreinte est de l'ordre de 76x44 km. L'échantillonnage spatial est de environ 10x10 km. Entre deux points consécutifs (distants de environ 10 km), il y a un recouvrement des deux empreintes de 85 %. L'estimation de la SST se fait pour un point sur deux, donc sur une « grille » de $\sim 20 \times 20$ km. Ce produit est ensuite regrillé sur la « grille » de $\sim 10 \times 10$ km ([Wentz and Meissner, 2000b]).

Les produits utilisés dans les chapitres suivants sont les produits de niveau L3 de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ Version-7 distribués par REMSS (www.remss.com), contenant un tableau de passes ascendantes et un de passes descendantes. On peut noter deux artéfacts possibles visibles dans ces données. Le premier intervient aux hautes latitudes et est dû à la prise en compte de passes qui se recouvrent. Or la SST estimée sur différentes passes peut être différente, comme on le voit sur la figure 1.9a. Le deuxième est dû à la géométrie de l'instrument et se présente sous forme d'arcs de cercle parfois visibles sur les fauchées, comme le montre la figure 1.9b.

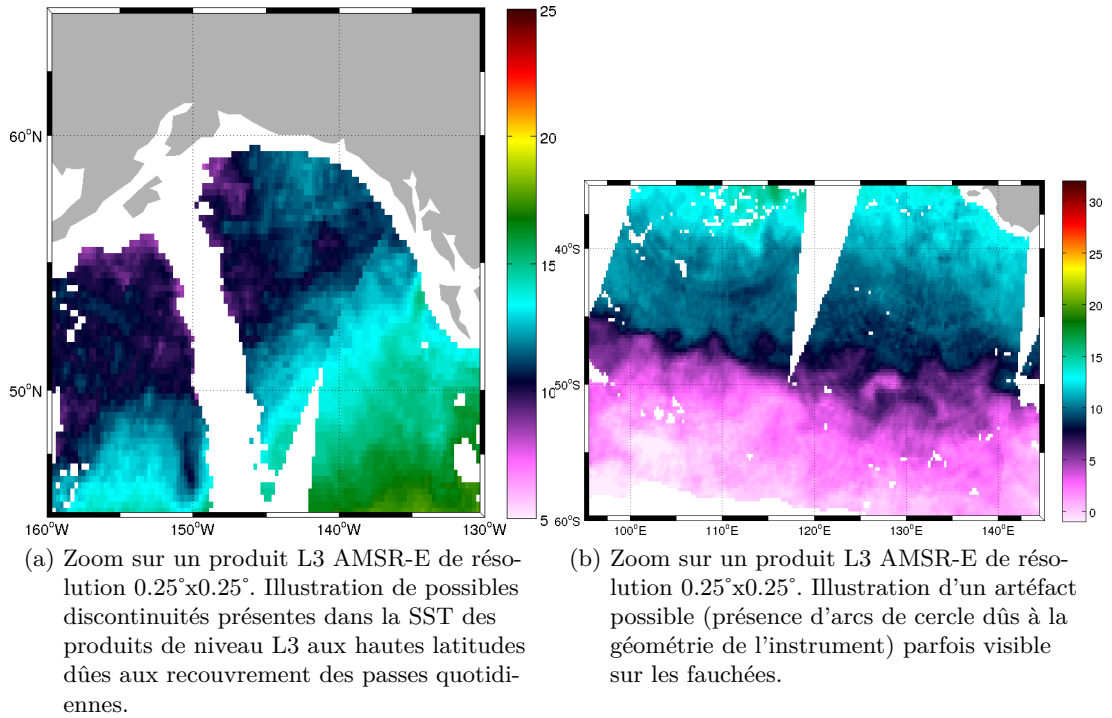


FIGURE 1.9 – Illustration d'artéfacts possibles visibles dans les produits quotidiens L3 AMSR-E 0.25°x0.25°.

1.3 Topographie dynamique et vitesses géostrophiques

L'altimètre est un radar qui émet des pulses réguliers et enregistre le signal retour (après réflexion sur la surface de la terre) en terme de temps de trajet, d'amplitude et de forme. L'altimètre réalise les mesures ponctuelles au nadir le long de la trace. La mesure de la distance qui sépare l'instrument de la surface océanique permet notamment de déduire la topographie dynamique. La figure 1.10 schématise le principe. L'instrument mesure l'époque (temps que met le signal à faire l'aller-retour), dont on déduit la distance R_{alt} . H_{sat} est la hauteur du satellite. Elle est calculée par rapport à une ellipsoïde de référence correspondant approximativement à la forme de la terre. L'erreur résultant de ce calcul est de l'ordre du centimètre pour les missions récentes. La hauteur de mer par rapport à cette ellipsoïde de référence est donc $h = H_{sat} - R_{alt}$. Plusieurs facteurs contribuent à h :

- la gravité représentée par le géoïde de hauteur h_{geoid} par rapport au niveau de référence. Le géoïde est une surface équipotentielle, au niveau moyen de la mer, du champs de gravité effectif de la terre qui inclut les forces de rotation de la terre et la gravité de la terre, de l'océan et de l'atmosphère.
- h_{tide} est la contribution de la marée.
- h_{atm} est la réponse local de l'océan à la pression atmosphérique.
- le dernier est la topographie dynamique de l'océan h_{dyn} correspondant au déplacement de la surface de la mer associé au mouvement, c'est ce terme qui contient l'information sur la circulation océanique.

La topographie dynamique h_{dyn} peut alors être déduite :

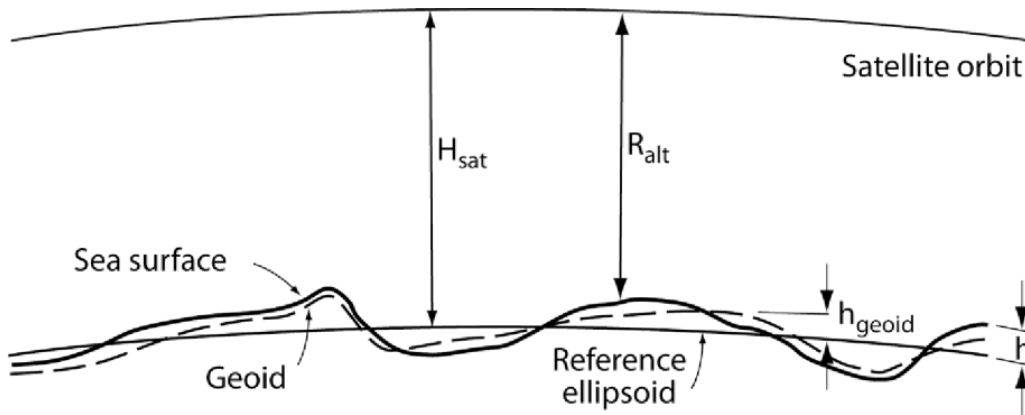


FIGURE 1.10 – Schéma illustrant le mesure de hauteur de surface de la mer par altimétrie (voir explication dans le texte). Dessin extrait de [Robinson, 2004]

$$h_{dyn} = H_{sat} - R_{alt} - h_{geoid} - h_{tide} - h_{atm} \quad (1.12)$$

C'est donc la hauteur de la surface de l'océan par rapport au géoïde. En pratique, on utilise à la place du géoïde une hauteur moyenne océanique. Plusieurs missions altimétriques sont succédées et chevauchées depuis les années 90 (Geosat, ERS-1, ERS-2, Jason-1, Topex-Poseidon, Jason-2, etc).

A partir de ces observations sous la trace, des produits grillés globaux sont construits par interpolation optimale (voir chapitre suivant). Les produits utilisés dans cette étude sont les produits de niveau L4 (interpolés) de hauteur (SSH pour Sea Surface Height) et de vitesses géostrophiques qui en sont déduites fournis par AVISO (www.aviso.oceanobs.com). La résolution temporelle de ces produits est de l'ordre de quinze jours et la résolution spatiale est supérieure à 100-200 km. La résolution spatio-temporelle de ces produits dépend de plus du nombre de satellites opérationnels [Traon and Dibarboure, 1999]. Trois satellites sont nécessaires pour détecter le signal mésoéchelle ([Morrow and Le Traon, 2012]). Les produits L4 sont disponibles tous les sept jours (maintenant tous les jours) mais prennent en compte une période de 20 jours et utilisent des échelles de corrélation spatiale de l'ordre de 150 à 250 km.

Chapitre 2

Produits de SST interpolés

2.1 Introduction

Il existe près d'une dizaine de produits opérationnels de SST interpolés fournissant des champs quotidiens de SST sans « trous » à échelle globale avec des résolutions spatiales allant de 0.01° à 0.5° . Ces produits sont réalisés à partir d'une partie des observations de SST disponibles ou à partir d'une liste quasi exhaustive d'observations (satellite et in-situ) de SST. La liste de ces produits interpolés est notamment accessible sur www.star.nesdis.noaa.gov/sod/sst/squam/L4. Tous ces produits (sauf le produit MUR pour Multiscale Ultrahigh Resolution basé sur la méthode décrite dans [Chin et al., 1998]) sont construits par interpolation optimale. Le Laboratoire d'Océanographie Spatiale de l'Ifremer propose des analyses globales quotidiennes de SST avec une résolution de 0.1° et des analyses régionales à 0.02° de résolution. Ces produits nommés ODYSSEA sont disponibles de 2006 à aujourd'hui. Une partie du travail de thèse s'inscrit notamment dans la volonté d'améliorer ces produits haute résolution par l'utilisation de contraintes statistiques et/ou dynamiques. Ce chapitre est consacré à la présentation de l'analyse ODYSSEA produite par l'Ifremer. Cette présentation ne rentre toutefois pas dans les détails techniques propres au système opérationnel ([Autret and Piollé, 2007], [Piollé and Autret, 2011]).

2.2 Méthode

La construction d'un champ de variable, sur une grille régulière préalablement définie, à partir de données irrégulièrement réparties peut se faire en utilisant l'estimateur moindrecarré linéaire ([Liebelt, 1967]). Cet estimateur fournit également l'erreur associée à l'estimation. Cette méthode, appelée analyse objective ou interpolation optimale, a été développée pour la construction des cartes météorologiques, ou de champs océaniques ([Bretherton et al., 1976]).

Nous emploierons ici le formalisme unifié proposé par [Ide et al., 1997]. Notons \mathbf{y}^o le vecteur contenant les observations faites aux points η . Les estimations \mathbf{x}^a sont faites aux points d'une grille d'analyse $[x_j, y_j]$ que l'on regroupe dans un vecteur ζ .

Si la variable considérée est la température, données (y) et champ à estimer (x) sont définis par leurs éléments :

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_j &= T(\zeta_j), j = 1, m \\ \mathbf{y}^o_i &= T(\eta_i) + \epsilon_i, i = 1, n\end{aligned}\tag{2.1}$$

où ϵ représente une erreur qui comprend à la fois l'erreur de mesure et les erreurs de représentativité de l'observation. Dans notre cas il s'agit essentiellement des échelles spatiales et temporelles non représentées par l'estimation (erreur sous grille) mais présentes dans les données.

Calcul de l'innovation

Afin de rapprocher les matrices de moment intervenant dans l'estimateur, d'une matrice de covariance, le vecteur de données est remplacé par un vecteur d'anomalie (ou innovation) :

$$\mathbf{d} = \mathbf{y}^o - \mathbf{x}^b, \quad (2.2)$$

ou \mathbf{x}^b représente une valeur initiale connue (background) issue d'une climatologie (ou d'une prévision antérieure), accompagnée de sa matrice de covariance \mathbf{B} .

Le problème se ramène alors à l'estimation de l'anomalie $x' = \mathbf{x} - \mathbf{x}^b$ à partir de l'innovation \mathbf{d} , pour lequel la solution moindres- carrés linéaire nous donne :

$$x' = \Pi_{x'\mathbf{d}} \Pi_{\mathbf{d}}^{-1} \mathbf{d}. \quad (2.3)$$

La matrice d'erreur correspondante Π_e est donnée par la relation :

$$\Pi_e = \Pi_{x'} - \Pi_{x'\mathbf{d}} \Pi_{\mathbf{d}}^{-1} \Pi_{x'\mathbf{d}}^T \quad (2.4)$$

Si l'on fait l'hypothèse que l'erreur sur les données ϵ est indépendante du champ T' à estimer, les matrices de moment s'écrivent :

$$\begin{aligned} \Pi_{x'\mathbf{d}} &= E[x' \mathbf{d}^T] \\ &= E[T'(\zeta)(T'(\eta) + \epsilon)^T] \\ &= E[T'(\zeta)(T'(\eta))^T] \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} \Pi_{\mathbf{d}} &= E[\mathbf{d} \mathbf{d}^T] \\ &= E[T'(\eta)T'(\eta)^T] + E[\epsilon \epsilon^T] \end{aligned} \quad (2.6)$$

Si les anomalies sont centrées, les matrices de moment s'écrivent en fonction des matrices de covariance :

$$\begin{aligned} \Pi_{x'\mathbf{d}} &= C_{ao} \\ \Pi_{\mathbf{d}} &= C_o + \mathbf{R} \end{aligned} \quad (2.7)$$

2.3. Mise en oeuvre

La matrice C_{ao} est la matrice de covariance du champ entre points d'observation et points d'analyse, la matrice C_o est la matrice de covariance du champ entre les différents points d'analyse, \mathbf{R} est la matrice de covariance des erreurs. Elle cumule l'erreur instrumentale et l'erreur de représentativité : $\mathbf{R} = \mathbf{E} + \mathbf{F}$. Si le champ est homogène, les covariances ne dépendent que du vecteur reliant ces points, s'il est isotrope, il ne dépend que de la distance entre les points.

Le vecteur d'état analysé \mathbf{x}^a et la matrice d'erreur du champ analysé \mathbf{P}^a sont donc donnés par :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}\mathbf{d} \quad (2.8)$$

$$\mathbf{P}^a = \mathbf{B} - \mathbf{K}C_{ao}^T \quad (2.9)$$

$$\mathbf{K} = C_{ao}(C_o + \mathbf{R})^{-1} \quad (2.10)$$

La variance après estimation correspond à la diagonale de la matrice d'erreur d'analyse.

$$\sigma_e^2 = \text{diag}(\mathbf{P}^a).$$

La confiance dans l'estimation est souvent exprimée comme un pourcentage de la variance a priori $\sigma_x^2 = \text{diag}(\mathbf{B})$:

$$\frac{\sigma_{ei}^2}{\sigma_{xi}^2} = 1 - \frac{(C_{ao}(C_o + \mathbf{R})^{-1}C_{ao}^T)_{ii}}{\sigma_{xi}^2} \quad (2.11)$$

2.3 Mise en oeuvre

Données

Les données utilisées par le système opérationnel sont indiquées dans le tableau 2.1. Ces observations d'entrées, au format L2 (au format défini par le GHRSSST), représentent un volume quotidien d'environ 80 Go. Elles sont de résolutions spatiales et temporelles différentes et proviennent d'instruments ayant des techniques de mesures ou des géométries également différentes. Certains produits pris en compte sont issus de mesures faites par le même capteur mais sont fournis par des producteurs différents n'appliquant pas les mêmes traitements dans l'estimation de la SST. C'est le cas par exemple pour les AVHRR.

La première étape du traitement consiste à sélectionner les observations en fonction de critères prédéfinis puis à générer un produit quotidien mono-capteur L3 sur une grille prédéfinie. Les mesures faites de nuit et avec un indice de qualité supérieur 3 sont retenues. Chaque L3 quotidien contient ainsi les observations faites de nuit dans la fenêtre temporelle -12h/+12h autour de la date du fichier. Trois résolutions de grilles sont définies : 0.25°, 0.1° et depuis peu 0.02° de résolution. La grille du L3 choisie pour chaque produit est celle qui est la plus proche de sa propre résolution. Il est possible qu'en chaque point de grille, il y ait plusieurs observations dans la fenêtre temporelle, c'est alors l'observation avec l'indice de qualité le plus élevé qui l'emporte. Cette méthode implique donc une inhomogénéité

possible dans les champs ainsi construits. Les valeurs de biais fournies par le producteur sont appliquées.

Corrections de biais grande échelle

La seconde tâche est une étape d'intercalibration entre les différentes sources de SST utilisées. Les valeurs de SST sont en effet souvent différentes d'un produit à l'autre, la mesure et l'estimation se faisant différemment. Ces différences se présentent sous forme de biais grande échelle, c'est à dire avec des échelles spatiales de l'ordre des échelles atmosphériques. L'échelle temporelle peut varier en fonction des régions. Ces biais régionaux sont essentiellement dûs à « l'échec » de la correction atmosphérique ou à de possibles biais systématiques dans les méthodes de restitution. Le chapitre 4 présente un exemple de différence grande échelle entre des observations de SST MODIS et AMSR-E.

Pour homogénéiser les différentes sources de données de SST, il est nécessaire d'avoir une référence quotidienne. La première version d'ODYSEA utilisait les observations de SST de l'AATSR comme référence, les biais d'un produit étant estimés sur des colocalisations de plusieurs jours. Les analyses globales OSTIA ([Donlon et al., 2012]) utilisent cette technique, les observations AVHRR-METOP-A de OSISAF ayant pris le relais de l'AATSR. L'inconvénient majeur de cette méthode est sa dépendance à un seul instrument fournissant lui-même des estimations de SST possiblement biaisées. La version actuelle d'ODYSEA construit un champ de référence moyenne échelle (sur une grille de 0.25° de résolution) à partir de toutes les observations : un L3 est construit tel que chaque pixel de ce L3 est la médiane de toutes les observations (pondérées par capteur) tombant dans ce pixel. Le champ de référence quotidien est construit à partir de ce L3 par interpolation optimale (sur la même grille). Une correction quotidienne grande échelle est ensuite estimée pour chaque produit.

Quelque soit la méthode utilisée, celle-ci peut introduire une inconsistance temporelle (qui peut aussi exister dans les observations elles-mêmes) due à l'échantillonnage de la référence. L'utilisation d'une valeur médiane permet d'empêcher tout de même l'introduction de discontinuités dans le mélange, comme le montre la figure 2.2 résultat d'une analyse faite avec des données non intercalibrées. Cette tâche est l'étape la plus longue de la chaîne de traitement.

Construction d'un produit L3 et interpolation optimale

L'avant-dernière étape consiste à construire le jeu de données qui sera analysé. La méthode choisie produit un composite multi-capteurs (sur la grille d'analyse) à partir de toutes les observations intercalibrées. Ce mélange implique de fixer des critères de sélection. Un ordre de préférence portant sur les produits a été préalablement fixé (à partir de connaissances ou de vérifications de la qualité des produits individuels). La dernière étape interpole ce jeu de données par la méthode décrite dans la première section. L'interpolation est réalisée sur des anomalies de SST par rapport à une valeur initiale (x^b). Ce champ initial est l'analyse du jour précédent. Les covariances spatiales en x et en y (matrices C_{ao} et C_o) sont modélisées par une fonction de structure gaussienne. Les éléments de ces matrices sont donc :

2.3. Mise en oeuvre

Platform	Sensor	Source_data
METOP-A	AVHRR	EUR_L2P_AVHRR_METOP_A
NOAA18	AVHRR	NAVO-L2P-AVHRR18_L
NOAA19	AVHRR	NAVO-L2P-AVHRR19_L
AQUA	MODIS_A	JPL-L2P-MODIS_A
ENVISAT	AATSR	UPA-L2P-ATS_NR_2P
NOAA19	AVHRR	AVHRR19_D-ABOM-L2P
TRMM	TMI	REMSS-L2P-TMI
AQUA	AMSRE	USA-RSS-AMSRE-MW-L2-SST
GOES11	Imager	OSDPD-L2P-GOES11
GOES12	Imager	OSDPD-L2P-GOES12
NOAA18	AVHRR	NAVO-L2P-AVHRR18_G
NOAA19	AVHRR	NAVO-L2P-AVHRR19_G
NOAA17	AVHRR	EUR-L2P-NAR17_SST
MSG-5	SEVIRI	EUR-L2P-SEVIRI_SST
NOAA18	AVHRR	EUR-L3P-NAR_AVHRR_NOAA_18
NOAA19	AVHRR	EUR-L3P-NAR_AVHRR_NOAA_19

FIGURE 2.1 – Liste des produits de SST pris en compte dans le système opérationnel d'analyse de SST ODYSSEA

$$C(i, j) = \sigma^2 \exp^{-\frac{(d_{i,j})^2}{2L^2}} \quad (2.12)$$

C étant soit C_{ao} soit C_o , i et j les indices des points de grille et/ou des points d'observation et $d_{i,j}$ la distance entre les points i et j . C_{ao} ne dépend que des distances entre points d'analyse et points d'observations et C_o ne dépend que des distances entre points d'observations. σ est la variance du signal et L est l'échelle de corrélation. Dans notre cas la variance et les échelles de corrélation sont variables spatialement. Ces paramètres ont été estimés à partir d'un jeu de données L3 AVHRR-METOP-A. Les échelles sont de l'ordre du rayon de Rossby mais sont ici minorées par la résolution de la grille d'analyse et majorées à 80 km. La matrice d'erreurs est diagonale. Les valeurs d'erreurs sont celles des erreurs de mesures fournies par les producteurs de données. Le champ analysé x^a est estimé point par point. La figure 2.3 montre un exemple (9 juin 2014) de champ analysé ODYSSEA distribué par Ifremer.

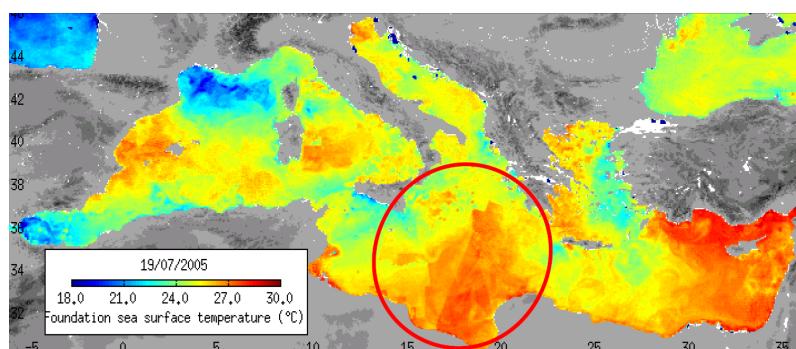
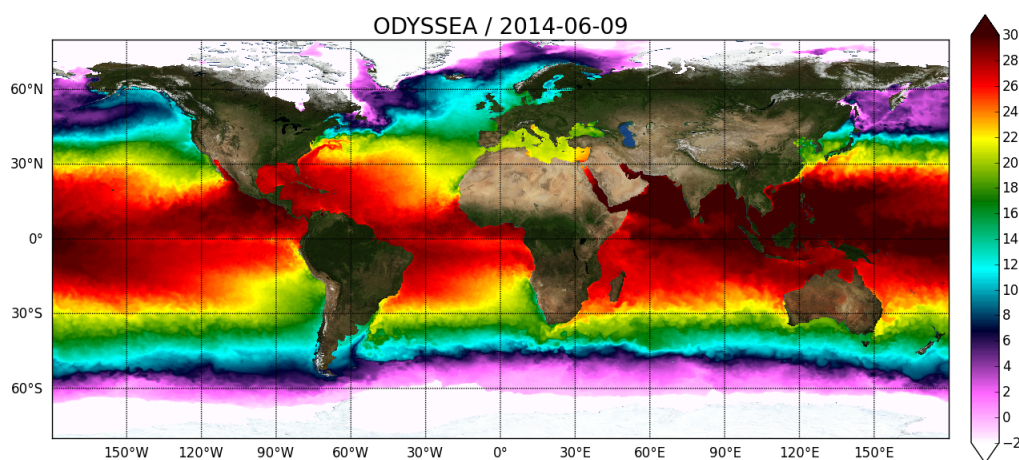


FIGURE 2.2 – Illustration d’une analyse faite à partir de données non intercalibrées. Le cercle rouge met en évidence la discontinuité introduite par le mélange de données différentes.



Ifremer

FIGURE 2.3 – Champ de SST interpolé ODYSSEA le 9 juin 2014

2.4 Conclusion

La méthode présentée dans ce chapitre reconstruit un champ de SST à partir d'un ensemble d'observations satellite ayant chacune leurs caractéristiques propres en terme d'échantillonnage spatio-temporel, de technique instrumentale, de méthode de restitution de la SST. Une étape d'homogénéisation des jeux de données permet d'éviter les discontinuités introduites par les biais grande échelle, toutefois le mélange ne tient pas compte des différences de résolutions spatiales. La méthode s'appuie sur des corrélations spatiales modélisées par des gaussiennes. Selon le résultat qu'on souhaite obtenir ou selon la variabilité spatio-temporelle de la variable considérée, cette methode peut être adaptée. Elle se montre toutefois peu appropriée à la restitution de structures fines et de gradients intenses visibles sur les images de haute résolution et caractérisés par des distribution fortement non gaussiennes (voir chapitre 4).

Chapitre 3

Approche spectrale

3.1 Introduction

Un spectre est une caractérisation de la distribution de la variance du signal dans le domaine des nombres d'onde (ou fréquentiel pour un signal temporel). De manière générale, on peut dire que le spectre spatial représente cette distribution de la variance du signal par gamme d'échelles. En pratique on peut estimer le spectre spatial à partir de la moyenne du module de la transformée de Fourier du signal en fonction du nombre d'onde ou encore à partir de la transformée de Fourier de la fonction de covariance évaluée pour différentes distances entre échantillons.

D'un point de vue dynamique, le spectre des vitesses représentant la distribution d'énergie cinétique sur une gamme d'échelle, est un outil largement utilisé dans la caractérisation des processus dynamiques sous-jacents. Toutefois, différents processus peuvent être associées à des formes spectrales similaires. C'est le cas des processus non linéaires. Cependant, motivées par la théorie de la turbulence ([Kolmogorov, 1941]), de nombreuses études utilisent l'analyse spectrale comme outil essentiel pour la caractérisation ou modélisation des distributions spatiales de traceurs comme la température, la chlorophylle ou les planctons.

La première partie de ce chapitre présente l'analyse spectrale comme outil de caractérisation des régimes dynamiques ou de modélisation et caractérisation des traceurs. La seconde partie présente la méthode d'estimation des spectres utilisée dans les analyses présentées dans les deux sections suivantes. Les analyses spectrales ont été réalisées dans la bande 70-250 km à partir des données micro-onde AMSR-E (section 3.4) et dans la bande 10-70 km à partir des données infrarouges de AVHRR-METOP-A (section 3.5). La section 3.6.1 présente une analyse conjointe SST/SSH.

3.2 L'analyse spectrale

3.2.1 Définitions

Un principe largement exploité repose sur la décomposition préalable du signal en une superposition de fonctions harmoniques en utilisant une décomposition de Fourier. En pratique il est estimé par le module (au carré) de la transformée de Fourier du signal en fonction du nombre d'onde. Pour un signal $f(x,y)$ à deux dimensions, la transformée de

Fourier est définie comme :

$$\hat{f}(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{x}} dx dy \quad (3.1)$$

pour $f(x, y)$ une fonction intégrable, avec $\vec{x}(x, y)$ les coordonnées spatiales et $\vec{k}(k_x, k_y)$ le nombre d'onde. Le nombre d'onde k (en radian par mètre) est relié à la longueur d'onde par : $k = 2\pi\nu = \frac{2\pi}{\lambda}$, λ étant la longueur d'onde et ν la fréquence spatiale (en cycle par mètre). Le module $F(k)$ et la phase $\varphi(k)$ sont données par :

$$F(k) = \sqrt{\text{Re} \{ \hat{f}(k) \}^2 + \text{Im} \{ \hat{f}(k) \}^2} \quad (3.2)$$

$$\varphi(k) = \text{Arctg} \frac{\text{Im} \{ \hat{f}(k) \}}{\text{Re} \{ \hat{f}(k) \}} \quad (3.3)$$

Le spectre est alors obtenu en considérant l'espérance mathématique de $F(k)$, soit $S(k) = E(F(k)^2) = \langle F(k)^2 \rangle$. En général, les spectres obtenus sont continus et on va utiliser la pente spectrale qui est la valeur de l'exposant α pour laquelle un spectre approche une loi de puissance de la forme βk^α dans une bande spectrale définie.

3.2.2 Analyse spectrale et régimes dynamiques

Pour l'océanographie physique, les mécanismes qui distribuent et contrôlent la redistribution d'énergie restent une question ouverte ([Ferrari and Wunsch, 2010]).

Pour une turbulence homogène isotrope à trois dimensions le point de vue de [Kolmogorov, 1941] est que les mouvements turbulents couvrent une large gamme d'échelles allant de la macroéchelle (échelle de forçage où l'énergie est insufflée, essentiellement par le vent) à la microéchelle où l'énergie est dissipée. Pour ce modèle en cascade, les interactions entre les échelles se font des grandes vers les petites, avec un spectre d'énergie cinétique qui suit une loi en $k^{-5/3}$.

Les écoulements océaniques à grande ou moyenne échelle étant essentiellement en deux dimensions, cette cascade de Kolmogorov ne peut plus se faire. La théorie de Charney ([Charney, 1971]) prédit alors une dissipation de l'énergie en cascade inverse (des petites échelles vers les grandes) dans le cadre d'une dynamique à deux dimensions, quasi-géostrophique (QG), avec un spectre d'énergie cinétique en k^{-3} (donc k^{-5} en SSH et k^{-3} en SST). [Lesieur and Sadourny, 1981] ont alors pointé que cette théorie s'appliquait plus naturellement à l'océan intérieur qu'à sa proche surface pour laquelle la dynamique implique l'occurrence et l'évolution de fronts très marqués. Dans ce cas les pentes spectrales devraient être plus faibles, proches de $-5/3$. Cette analyse semble justifiée à partir d'analyses numériques récentes. En effet, à partir de simulations numériques haute résolution dans la région Californie, [Capet et al., 2008b] présente des formes de spectres d'énergie cinétique dans la gamme moyenne à sous-mésoéchelle dans la couche superficielle océanique de pentes proches de -2 , caractéristiques d'un régime de fronts associés à des vitesses verticales importantes. Dans ce cadre dynamique de Surface quasi-geostrophie (SQG), la loi est en $k^{-5/3}$ [Capet et al., 2008b].

Sous une hypothèse d'équilibre géostrophique, on peut relier la hauteur de la surface (SSH) à l'énergie cinétique et rechercher précisément les pentes spectrales ([Le Traon et al., 2008]).

3.2. L'analyse spectrale

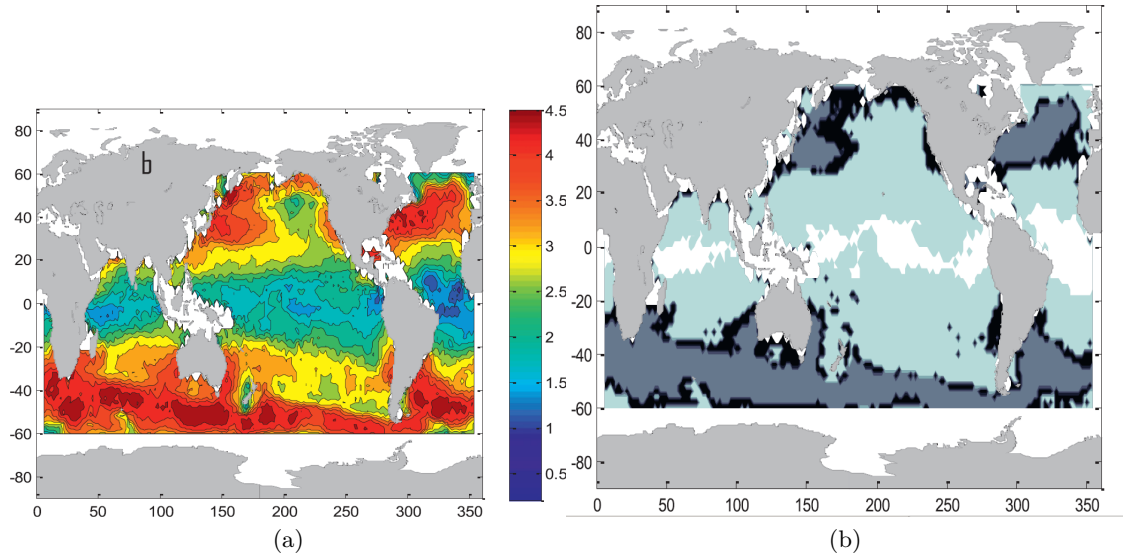


FIGURE 3.1 – Distribution globale des pentes spectrales de SSH obtenues par [Xu and Fu, 2012] et régimes proposés (voir texte paragraphe 3.2.2).

Des études plus récentes menées sur les observations altimétriques ([Xu, 2011],[Xu and Fu, 2012]) présentent la distribution globale des pentes spectrales de SSH (3.1a) estimées dans la bande 70-250 km. [Xu and Fu, 2012] propose alors quatre catégories de régimes fonction des pentes spectrales et montrées sur la figure 3.1b :

- Les régions de type-1 où les pentes spectrales sont proches de $-11/3$ (en noir) qu'on pourrait donc relier à la théorie SQG. Ces régions sont généralement en bordure des grands courants océaniques.
- des régions de type-2 (gris foncé) essentiellement dans les régions hautement énergétiques, sur les grands courants océaniques. Les pentes sont proches de -4. Elle sont donc plus fortes que celles prévues par la théorie SQG ($-11/3$) mais moins fortes que celles prévues par théorie de turbulence géostrophique (-5). Ces pentes proches de -4 seraient consistantes avec un spectre d'énergie cinétique en k^{-2} caractéristique d'une dynamique dominée par les fronts.
- des régions de type-3 (gris clair) dont les pentes sont plus fortes de -2 et moins fortes que $-11/3$
- des régions de type-4 (blanc) dont les pentes sont plus faibles que -2

A la suite de ces études basées sur les données altimétriques, [Sasaki and Klein, 2012] analysent les caractéristiques spectrales de la SSH à partir d'une simulation numérique réaliste haute résolution sur le Pacifique Nord. La simulation résout des échelles horizontales plus petites (jusqu'à 10 km) que celles résolues par l'altimétrie. Les auteurs montrent que les spectres de SSH obtenus sont assez uniformément répartis sur l'ensemble de la zone d'étude, avec une pente en -4 (et de l'ordre de -2 pour la densité) non seulement dans les zones fortement énergétiques mais aussi dans les zones faiblement énergétiques, en considérant la partie du spectre qui suit le pic de vorticité.

3.2.3 Analyse spectrale des observations de traceurs

Les études concernant les traceurs sont souvent régionales et faites à partir d'observations in-situ ou de quelques observations satellite. Elles s'intéressent essentiellement à la bande 5-100 km.

Les pentes de spectres de température de surface obtenues par les différentes analyses et dans des régions différentes sont entre -1.5 et -2.8 et présentent majoritairement une valeur proche de -2 ([Saunders, 1972], [Mackas and Boyd, 1979], [Deschamps et al., 1981], [Bürgert and Hsieh, 1989], [Smith et al., 1988], [Denman and Abbott, 1994], [Ostrovskii, 1995], [Piontkovski et al., 1997]).

[Mackas and Boyd, 1979], dans une analyse de sections, utilise l'analyse spectrale pour comparer les distributions spatiales de phytoplancton, zooplancton et température en Mer du Nord. Les pentes trouvées, pour la gamme d'échelles 10-100 km sont de l'ordre de -2 pour la température (et autour de -1.2 et -1.6 pour le zooplancton et le phytoplancton respectivement). A partir de transects réalisés au large dans l'Indien, l'Atlantique et en Méditerranée, [Piontkovski et al., 1997] trouve des pentes spectrales de -3 à -2 sur une gamme d'échelles 10-200 km pour la température (également pour le phytoplancton et zooplancton). [Smith et al., 1988] propose une analyse de la variabilité spatiale de la chlorophylle sur le système du courant de Californie. Il produit des moyennes, variances, gradients et spectres saisonniers à partir de l'analyse de 48 images satellite de chlorophylle. Il estime, pour la gamme d'échelles 10-100 km, des pentes spectrales d'environ -2.2 en zones côtières et -3 au large. [Barale, 1987] calcule pour sa part des pentes de -2 sur des images satellite de chlorophylle au large de la Californie, à la côte comme au large. A partir quelques images satellite de SST en Méditerranée et Golfe de Gascogne, [Deschamps et al., 1981] estime des pentes spectrales entre -1.5 et -2.3 avec une valeur moyenne de -1.8 pour la gamme 3-100 km. L'analyse spectrale d'images de SST de NOAA-10 en Mer du Japon présentée par [Ostrovskii, 1995] met en évidence des pentes de -2 en octobre 1993 et -2.8 en mai 1994 sur la gamme 10-100 km. Il associe cette différence de valeur de pente à la différence de dynamique, principalement régie par la profondeur de la couche de mélange.

3.3 Méthode

Cette pente du spectre peut s'estimer de plusieurs manières. La plus utilisée à la fois dans l'analyse d'observations satellite et de simulations numériques est l'estimation d'une pente dans une gamme d'échelle définie sur un spectre calculé par transformation de Fourier. Une autre méthode consiste à estimer la pente sur la fonction de structure. En effet, si le spectre est de la forme $S(k) \propto k^{-n}$, la fonction de structure peut s'écrire $D(h) \propto h^p$ avec $n = p + 1$. Cette dernière méthode en accord avec la méthode du périodogramme a été adoptée par exemple par [Deschamps et al., 1981]. Elle a l'avantage de pouvoir être appliquée sur des observations présentant des trous ou sur des données échantillonnées de façon irrégulière puisqu'elle se base sur un calcul de distances entre couples de points. Elle est notamment utilisée dans l'analyse de données in-situ. Un inconvénient est le temps de calcul des distances lors du traitement d'un grand jeu de données, justement les données non grillées ou sous la trace pour lesquelles on ne peut pas pré-calculer de distances. On discutera de cette approche dans la section 3.7. Une troisième possibilité passe par une analyse en ondelette.

Dans cette étude, les spectres ont été calculés par transformée de Fourier (notée DFT

3.3. Méthode

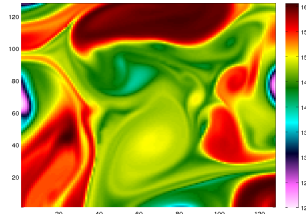
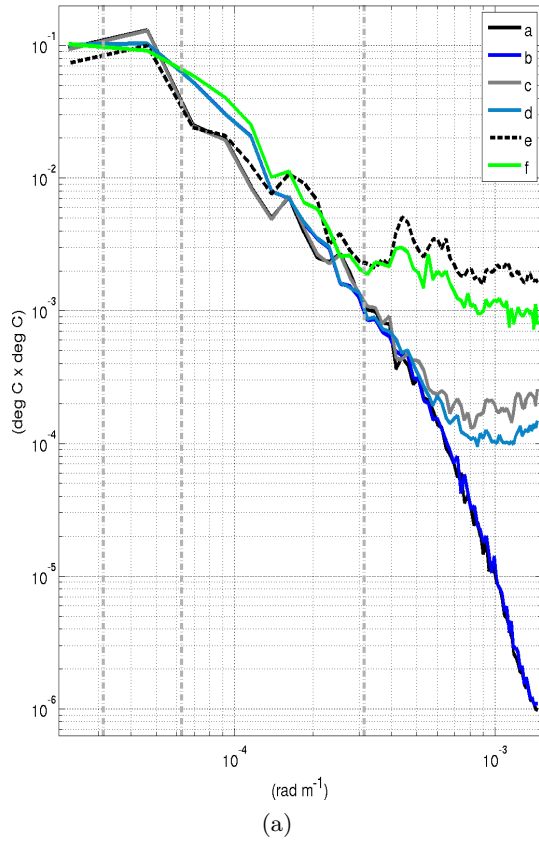
pour Discrete Fourier Transform). La transformée de Fourier s'applique sur des signaux périodiques. Si le signal est tronqué (« fenêtré »), il se produit un étalement des fréquences : les lobes secondaires de la transformée de Fourier de la fenêtre induisent une propagation du pic d'amplitude spectrale dans les autres régions, donc des composantes de haute fréquence qui ne sont pas dans le signal original. L'effet de fuite peut être diminué par la suppression d'une tendance linéaire ([Errico, 1985]) et/ou l'utilisation de fenêtres dont les lobes secondaires sont de plus faible amplitude (par exemple une fenêtre de Hanning), mais reste le problème que certains modes sont tronqués par les limites du domaine et par la suppression de la tendance linéaire. Un autre moyen est de rendre le signal périodique par symétrie, ce qui peut être fait en employant la transformée en cosinus (notée DCT pour Discrete Cosine Transform) au lieu de la DFT ([Skamarock, 2004] et [Denis et al., 2002]). [Denis et al., 2002] présente la DCT de façon très détaillée dans le cadre d'estimation de spectres d'énergie sur des champs atmosphériques.

Si on traite une image, il reste encore à choisir entre :

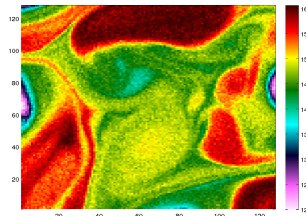
- Appliquer une DFT 2D (ou DCT 2D) sur l'image et estimer le spectre en sommant l'énergie dans des bandes de fréquences (cercles concentriques) ; dans le cas de la DFT, une tendance est enlevée et une fenêtre de Hanning est appliquée avant le calcul par FFT (Fast Fourier Transform)
- Appliquer des DFT 1D (ou DCT 1D) sur les lignes et/ou les colonnes et obtenir un spectre moyen 1D dans chaque direction
- Découper l'image en plusieurs zones et appliquer sur chaque sous-zone l'un ou l'autre des choix ci-dessus, le résultat final pouvant être la moyenne de tous les spectres obtenus sur les sous-zones

Bien entendu, un spectre calculé à partir d'observations est influencé par le bruit, dans le cas d'un rapport signal sur bruit faible, et les possibles données aberrantes. Pour illustration, la figure 3.2 montre l'effet de l'ajout d'un bruit et de l'ajout de données aberrantes (de type nuage non détecté) sur un échantillon de champ de température issu de simulation numérique haute résolution ([Klein et al., 2008]), ici de 128x128 pixels, c'est à dire d'environ 256 km de côté.

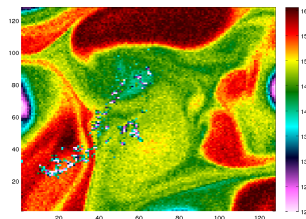
Les spectres correspondants calculés soit par FFT soit par DCT sont présentés figure 3.2a. La figure 3.2b correspond au champ initial. Les températures présentées sur les figures 3.2c et 3.2d correspondent au même champ avec respectivement l'ajout d'un bruit gaussien d'écart-type 0.08°C et l'ajout de données aberrantes. Les spectres du champ initial par FFT et DCT sont légèrement différents sur cet exemple (sur un domaine de 512x512 par contre, on obtient des pentes similaires que les spectres soient calculés sur des carrés de 128x128 ou 256x256 ou 512x512). Le bruit a ici un effet jusqu'à environ 10 km et est amplifié par le fenêtrage dans le calcul par FFT. L'effet de quelques données aberrantes est plus marqué. Cet exemple illustre les effets significatifs sur l'estimation des pentes dans des conditions où le rapport signal sur bruit risque d'être faible.



(b) SST issue de simulation numérique



(c) Avec ajout d'un bruit gaussien



(d) Avec ajout de données aberrantes

FIGURE 3.2 – Illustration de l'effet d'un bruit et de données aberrantes (de type nuages non détectés) sur le spectre. 3.2b : échantillon 128x128 pixels de champ de température issu de simulation numérique haute résolution ([Klein et al., 2008]). Les spectres estimés par FFT (a) et DCT (b) sont représentés sur la figure 3.2a. 3.2c : un bruit gaussien d'écart-type 0.08°C a été ajouté, les spectres estimés par FFT (c) et DCT (d) sont représentés sur la figure 3.2a. 3.2d : des données aberrantes ont été ajoutées, les spectres estimés par FFT (e) et DCT (f) sont représentés sur la figure 3.2a. Les traits verticaux (gris pointillés) représentent 200, 100 et 20 km.

3.4 Analyse des SST micro-ondes dans la bande 70-250 km

3.4.1 Données

Les observations micro-ondes permettent d'accéder assez directement à la moyenne échelle. Les données utilisées sont les produits quotidiens AMSR-E (Version-7) grillés (dits L3) de résolution 0.25×0.25 degrés distribués par REMSS (www.remss.com). Les produits couvrant la période 2003-2011 sont utilisés ici. L'angle zénithal solaire est également calculé de manière à pouvoir séparer les données de jour et de nuit.

3.4.2 Mise en oeuvre

Les spectres sont calculés sur des carrés de $N \times N$ pixels (un jeu a été généré avec $N=32$, un autre avec $N=40$). Chaque spectre est calculé par une DCT en deux dimensions puis l'application d'une somme de l'énergie dans des cercles concentriques. Le principe consiste à balayer chaque grille globale avec ce carré avec un pas fixé (ici 8 pixels) et à calculer un spectre lorsque la couverture est supérieure à 95 %. Pour chaque carré, la position centrale, le spectre, la pente spectrale estimée sur ce spectre, la variance, et la date sont stockés. La figure 3.3 montre un exemple du principe (avec un pas de 32 pour la lisibilité) avec la valeur de la pente spectrale estimée dans la bande 70-250 km sur l'image 32×32 .

Grâce à la bonne couverture spatiale des observations micro-ondes, on peut envisager une estimation des pentes globale et saisonnière. La grille globale sur laquelle sont estimées les pentes moyennes est de résolution $2^\circ \times 2^\circ$. Pour chaque point de cette grille on utilise les spectres localisés dans un pavé de $3^\circ \times 3^\circ$ centré sur ce point. La méthode classiquement utilisée consiste à moyenner les spectres et à déduire la pente sur ce spectre moyen, de façon à réduire les erreurs ([Xu, 2011]).

3.4.2.1 Spectres et pentes sur une zone et une journée

La figure 3.4 représente la SST pour une orbite descendante (3.4a), montante (3.4b) et les spectres estimés (3.4c). La date de l'observation est le 01/05/2004. On notera la différence de température entre la passe de nuit et de jour, avec de plus un possible effet diurne étant donnés la saison et le vent qui est entre 0 et 5 ms^{-1} (pas montré ici). Les spectres individuels sont plutôt similaires, avec des pentes légèrement moins fortes l'après-midi. La pente estimée sur le spectre moyen est -4.75. Les valeurs de médiane et de moyenne des pentes individuelles ont les mêmes valeurs.

3.4.3 Variabilité temporelle des spectres

Prenons une boîte de $4^\circ \times 4^\circ$ centrée au large de la Californie ($30^\circ \text{N}, 130^\circ \text{W}$). On a 1859 spectres pour toute la période.

3.4.3.1 Spectre moyen

Pour calculer le spectre moyen, les spectres individuels sont normalisés par la variance associée, comme proposé par [Barale, 1987]. Un test du χ^2 proposé par [Bendat, 5] est appliqué, ce qui enlève ici un vingtain de spectres. La figure 3.5 présente l'ensemble des spectres individuels normalisés, le spectre moyen et la loi de puissance estimée sur la bande 70-250 km. La pente du spectre moyen est -2.10, la médiane des pentes -2.10, la moyenne 2.13 et l'écart-type des pentes individuelles est 0.4.

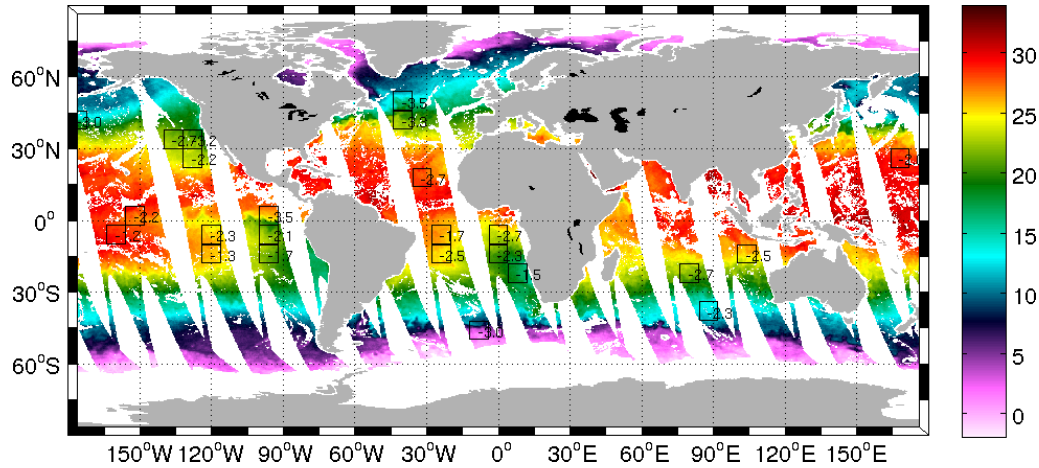


FIGURE 3.3 – Illustration du principe de calcul de spectres sur les données AMSR-E de niveau L3. Les spectres sont calculés dans des carrés 32x32 pixels « glissants », remplis à plus de 95%, le long du champ grillé de SST (01/01/2003). Le chiffre indiqué dans le carré est valeur de la pente spectrale estimée sur le spectre dans la bande 70-250 km. Pour plus de lisibilité, le pas de balayage est ici de 32 pixels. En pratique on utilise un pas de 8 pixels.

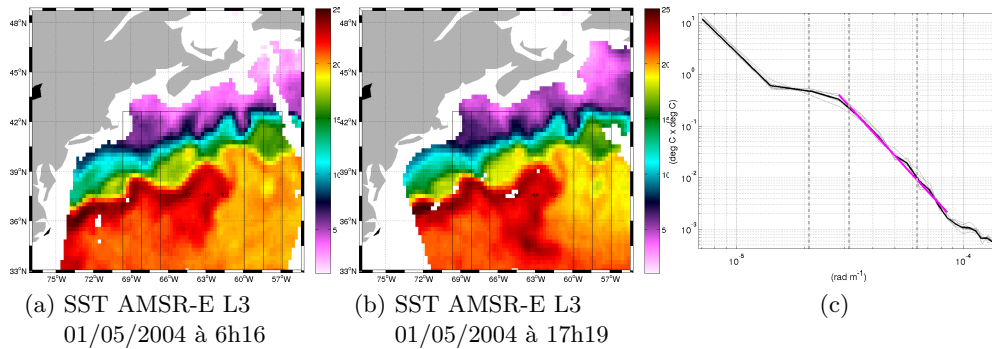


FIGURE 3.4 – Illustration d'un calcul de spectres sur des boîtes 40x40 pixels (boîtes glissantes par pas de 6 pixels). Les cartes représentent la SST pour une orbite descendante et montante. Sur 3.4c, les spectres calculés sur chaque boîte (gris fin), le spectre moyen (noir épais) et la loi de puissance (magenta) estimée sur la bande 70-250 km (les traits verticaux en gris pointillé indiquent les échelles 300, 200 et 100 km). La pente sur le spectre moyen est -4.75, la médiane et la moyenne des pentes des spectres individuels sont également de -4.75.

3.4. Analyse des SST micro-ondes dans la bande 70-250 km

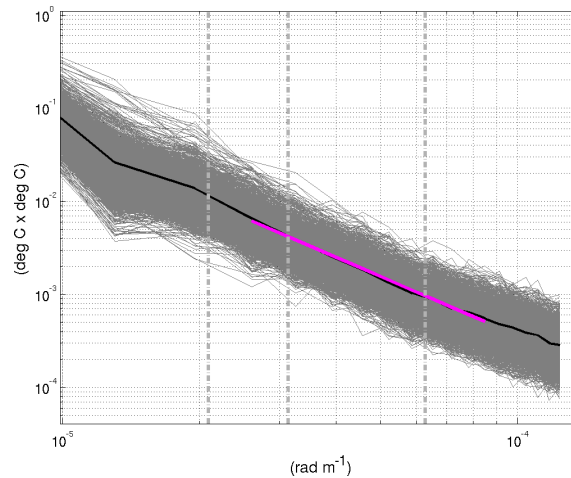


FIGURE 3.5 – Spectres individuels (gris foncé), spectre moyen (noir) et loi de puissance estimée sur la bande 70-250 km pour une boîte $4^\circ \times 4^\circ$ au large de la Californie sur la période 2003-2011. Les traits verticaux (gris pointillés) représentent 300, 200 et 100 km).

3.4.3.2 Variabilité des spectres

La figure 3.6 présente la série temporelle du nombre de spectres, de la variance de la SST, et des pentes individuelles sur une base mensuelle. C'est à dire, à chaque mois de 2003 à 2011, on associe le nombre de spectres calculés dans des carrés 40×40 pixels tombant dans la boîte $4^\circ \times 4^\circ$ ce mois-là, la médiane des variances de SST et des pentes correspondantes. La figure 3.6a montre une variation saisonnière du nombre d'observations avec des minima autour de 18 en février-mars et des maxima autour de 28 en septembre-octobre. Un cycle saisonnier est mis en évidence sur la série temporelle de variance avec des minima en septembre-octobre et maxima en février-mars (3.6c). On retrouve ce cycle sur les pentes (3.6e) avec toutefois une dispersion assez élevée des pentes individuelles autour de la médiane mensuelle. Les figures 3.6c et 3.6e mettent en évidence la corrélation entre la variance de la SST et la pente estimée. On trouve en effet des pentes de l'ordre de -1.8 et des variances de l'ordre de 1 ($C^\circ \times C^\circ$) en septembre-octobre et des pentes plus fortes de l'ordre de -2.5 à -3 pour des variances plus fortes de l'ordre 3 ($C^\circ \times C^\circ$) en février-mars.

3.4.4 Distribution globale

Les distributions globales sont réalisées par saison en utilisant uniquement les données de nuit. La couverture globale ne représente pas les hautes latitudes en raison des discontinuités introduites par le chevauchement des fauchées et de la qualité des données. Les saisons correspondant aux mois de Janvier-Février-Mars et Juillet-Août-Septembre sont présentées sur la figure 3.7 en terme de pente spectrale et de variance.

Les pentes sont estimées par la médiane des pentes individuelles, toutefois, le nombre de spectres calculé étant important (avec une distribution gaussienne des pentes), la médiane ou la moyenne des pentes ou les pentes du spectre moyen conduisent à des résultats très similaires. Ces figures montrent que la distribution des pentes est très corrélée avec la variance, comme on le voit également sur la figure 3.8 représentant les variances en fonction des pentes. Ces résultats doivent toutefois être pris avec précaution car dans les zones de très faible variance, l'effet du bruit a pu contaminer l'estimation du spectre. Dans les zones fortement énergétiques, la pente est de l'ordre de -4 à -4.5.

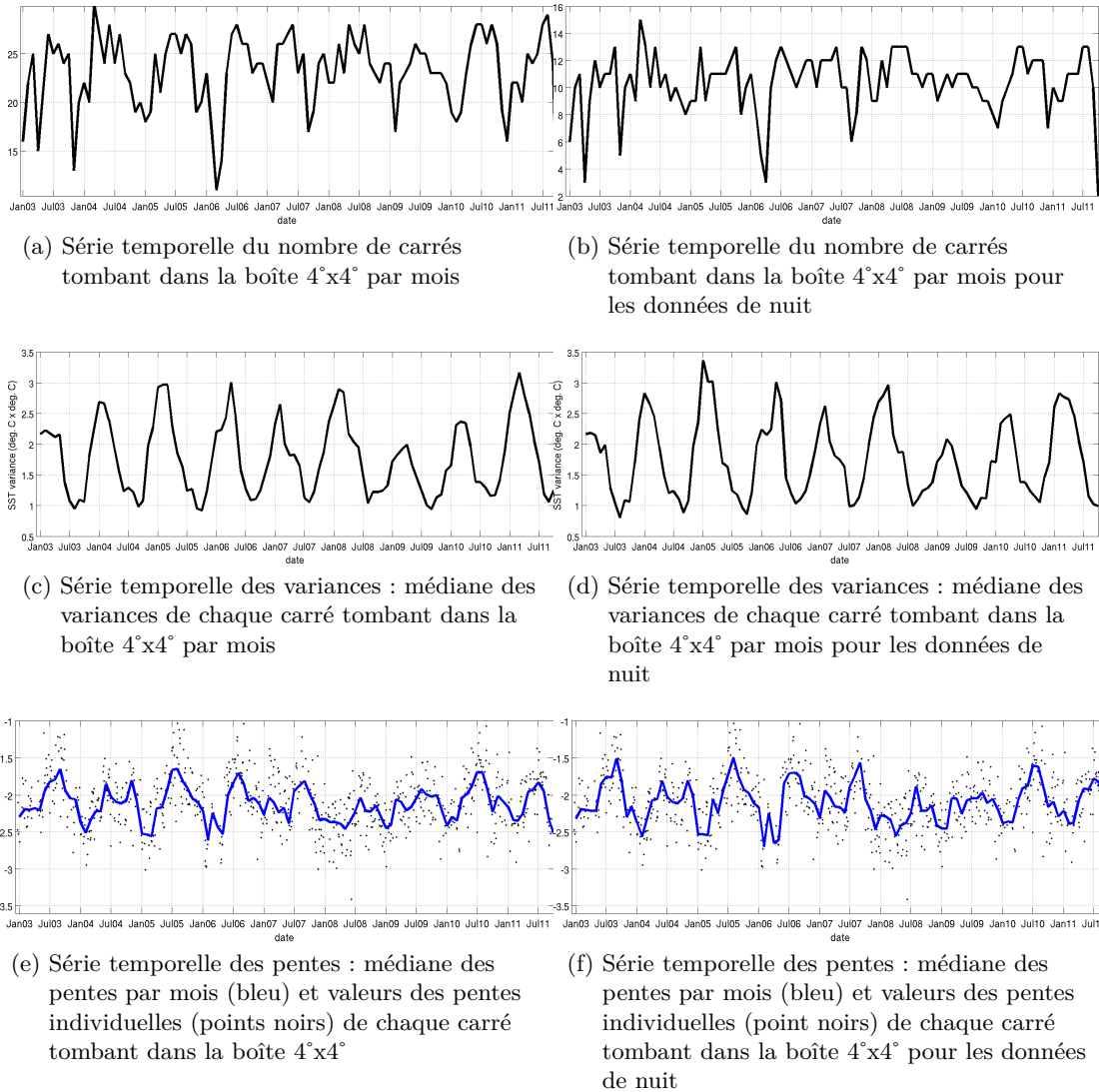


FIGURE 3.6 – Série temporelle du nombre de spectres, des variances et des pentes sur la période 2003-2011 dans la boîte $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ au large de la Californie pour les données de jour et de nuit (patie gauche) et de nuit seulement (partie droite).

3.4. Analyse des SST micro-ondes dans la bande 70-250 km

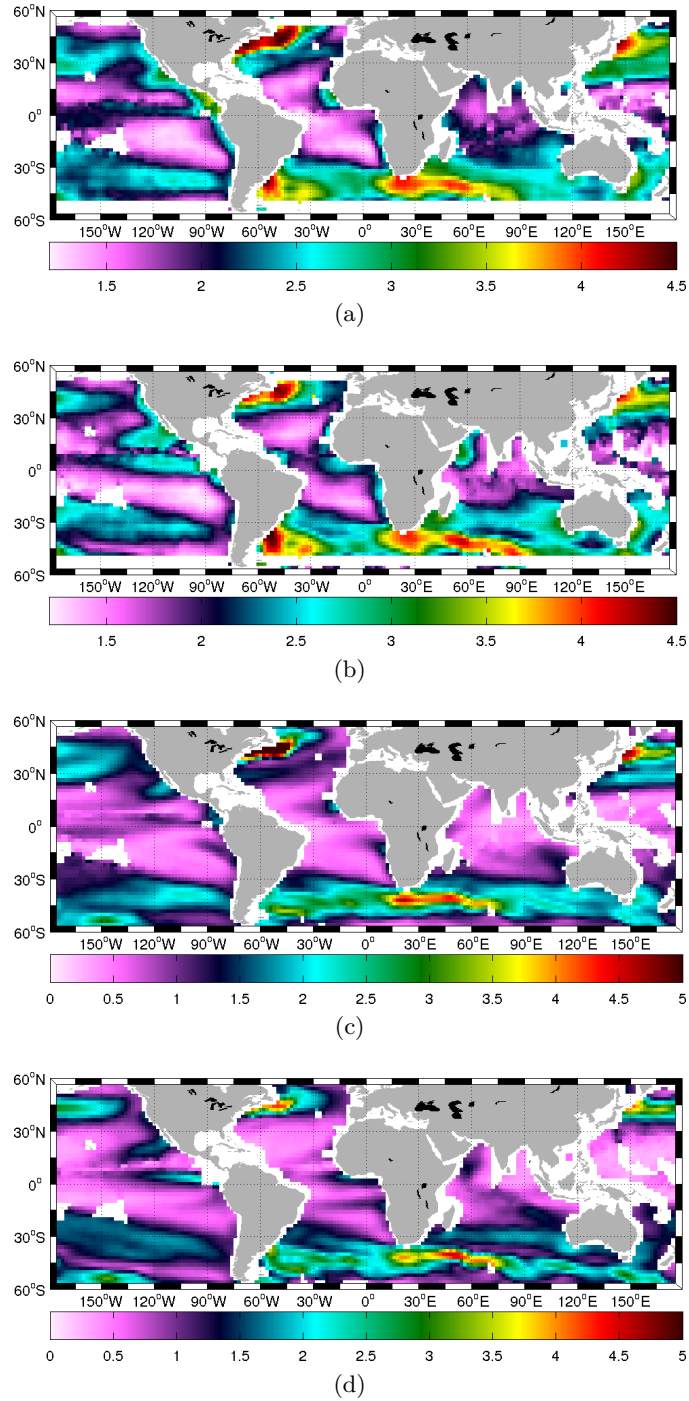


FIGURE 3.7 – Distribution globale des pentes spectrales et des variances estimées avec les données L3 AMSR-E sur la période 2003-2011. Pentes spectrales pour pour Janvier-Fevrier-Mars (3.7a) et pour Juillet-Août-Septembre (3.7b). Variances correspondantes (3.7c et 3.7d)

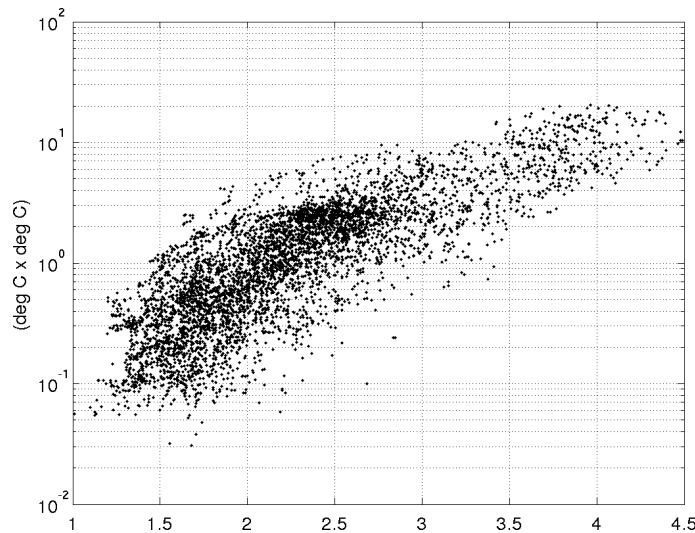


FIGURE 3.8 – Variances (en échelle log) en fonction des pentes spectrales à partir des distribution globale des pentes spectrales et des variances estimées avec les données L3 AMSR-E sur la période 2003-2011 pour Juillet-Août-Septembre.

3.5 Analyse des SST infrarouge dans la bande 10-70 km

3.5.1 Données

La plus haute résolution est analysée via les observations IR. Les données utilisées sont les produits de niveau L2 issues des mesures de AVHRR-METOP-A distribués par OSISAF (www.osi-saf.org). Ces produits sont disponibles sous formes de fichiers granules de 3 minutes. L'analyse porte sur les données 2007-2013 (fin 2007 jusqu'à mi-2013). Les observations de SST dont les indices de qualité sont 3 à 5 ont été utilisées. Les données de jour et de nuit sont conservées mais peuvent être séparées selon la valeur de l'angle zénithal solaire.

3.5.2 Mise en oeuvre

La mise en oeuvre est similaire à celle utilisée pour l'analyse des SST L3 AMSR-E. On boucle sur les granules de toute la période et on parcourt chaque granule avec un carré et avec un pas fixés. Le pas a été fixé à 64 pixels, la taille des carrés à 128x128 pixels (un second jeu a également été généré avec des carrés 256x256 pixels). Le spectre 2D, sa pente et la variance sont estimés lorsque le carré a plus de 95% de pixels clairs. Les dx et dy intervenant dans le calcul du spectre sont ceux associés au centre carré, en km.

3.5.3 Variabilité temporelle des spectres

Prenons une boîte de $4^\circ \times 4^\circ$ en Méditerranée, centrée sur les coordonnées 20°E , 35°N . La figure 3.9 présente la série temporelle du nombre de spectres, de la variance de la SST, et des pentes sur une base mensuelle de fin 2007 à mi 2013. C'est à dire, à chaque mois de fin 2007 à mi 2013, on associe le nombre de spectres calculés dans des carrés 128x128 pixels tombant dans la boîte $4^\circ \times 4^\circ$ ce moi-là, la médiane des variances de SST et des pentes correspondantes. Sur la partie gauche de la figure, ces paramètres concernent les observations de jour et de nuit, sur la partie droite, les observations de nuit seulement.

3.5. Analyse des SST infrarouge dans la bande 10-70 km

Les figures 3.9a et 3.9b illustrent le biais saisonnier dans la répartition des données introduit par la couverture nuageuse, avec quasiment aucune information (aucun carré de 128x128 pixels couvert à 95%) en décembre-janvier et des maxima en été de 600 (pour les données de nuit) 1200 jour et nuit confondus. On peut noter que le nombre de données dont on parle ici ne correspond pas à un nombre de jours, mais au nombre de carrés glissants qui tombent dans la boîte. Les figures 3.9c et 3.9d montrent un cycle saisonnier dans les pentes estimées avec des valeurs de l'ordre de -2 en hiver et -1.6 au printemps, pour le jeu jour-nuit, nuit seulement ou jour seulement (non montré ici).

Pour la même boîte que pour l'AMSR-E au large de la Californie, 20°E, 35°N, une variabilité saisonnière sur les pentes similaires est observée. La série temporelle est toutefois plus bruitée à cause du nombre d'observation relativement faible.

3.5.4 Distribution globale

Etant donné le manque d'observations en présence de nuages, la couverture spatiale et temporelle est inhomogène et il est difficile de proposer une analyse saisonnière sur une échelle globale. Les résultats présentés sont donc biaisés dans la saison et il faut noter qu'ils reflètent une situation uniquement par ciel clair. La distribution des pentes dans la gamme 10-70 km, la variance et le nombre de spectres sur une grille de 1°x1° sont présentés figure 3.10. Les résultats ne concernent que les données de nuit. On retrouve les mêmes caractéristiques spatiales que pour l'AMSR-E, avec un accord assez évident entre les pentes et la variance (3.10a et la carte de variance 3.10b). Cependant les valeurs de pentes sont différentes. Dans les zones fortement énergétiques, les pentes estimées avec AMSR-E sur la bande 70-250 km étaient de l'ordre de -4.5. Celles estimées ici sont de l'ordre de -2 à -2.5, ce qui serait plus en accord avec les conclusions de [Xu and Fu, 2012] sur la SSH (region de type-2). Si on exclut la bande tropicale, les valeurs de pentes sont plus ressemblantes mais la répartition est ici plus homogène, avec une pente de l'ordre de -1.8 à -2.

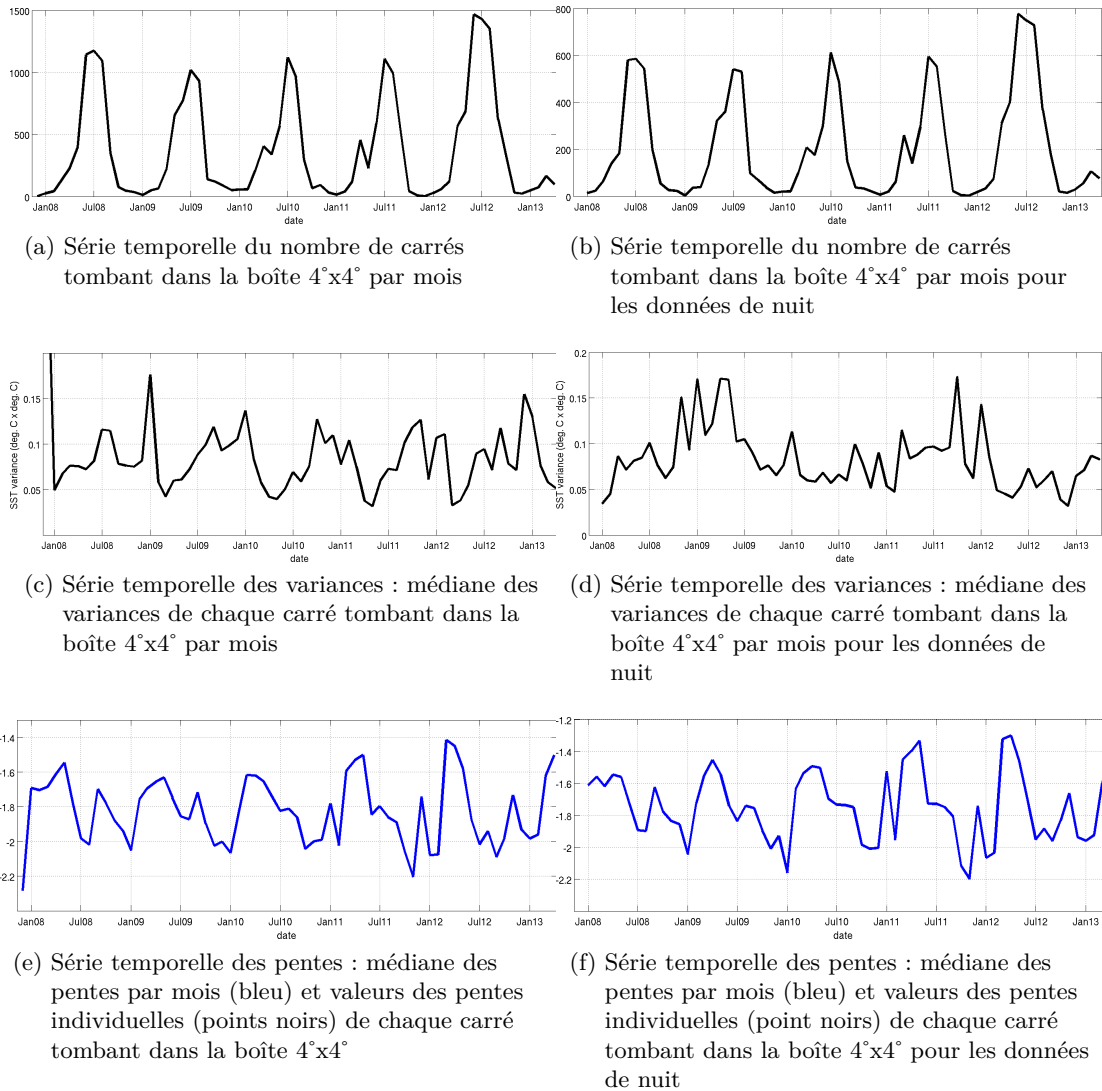


FIGURE 3.9 – Série temporelle du nombre de spectres, des variances et des pentes sur la période 2007-2013 dans la boîte $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ au large en Méditerranée (centrée sur $20^{\circ}E$, $35^{\circ}N$) pour les données de jour et de nuit (patie gauche) et de nuit seulement (partie droite).

3.5. Analyse des SST infrarouge dans la bande 10-70 km

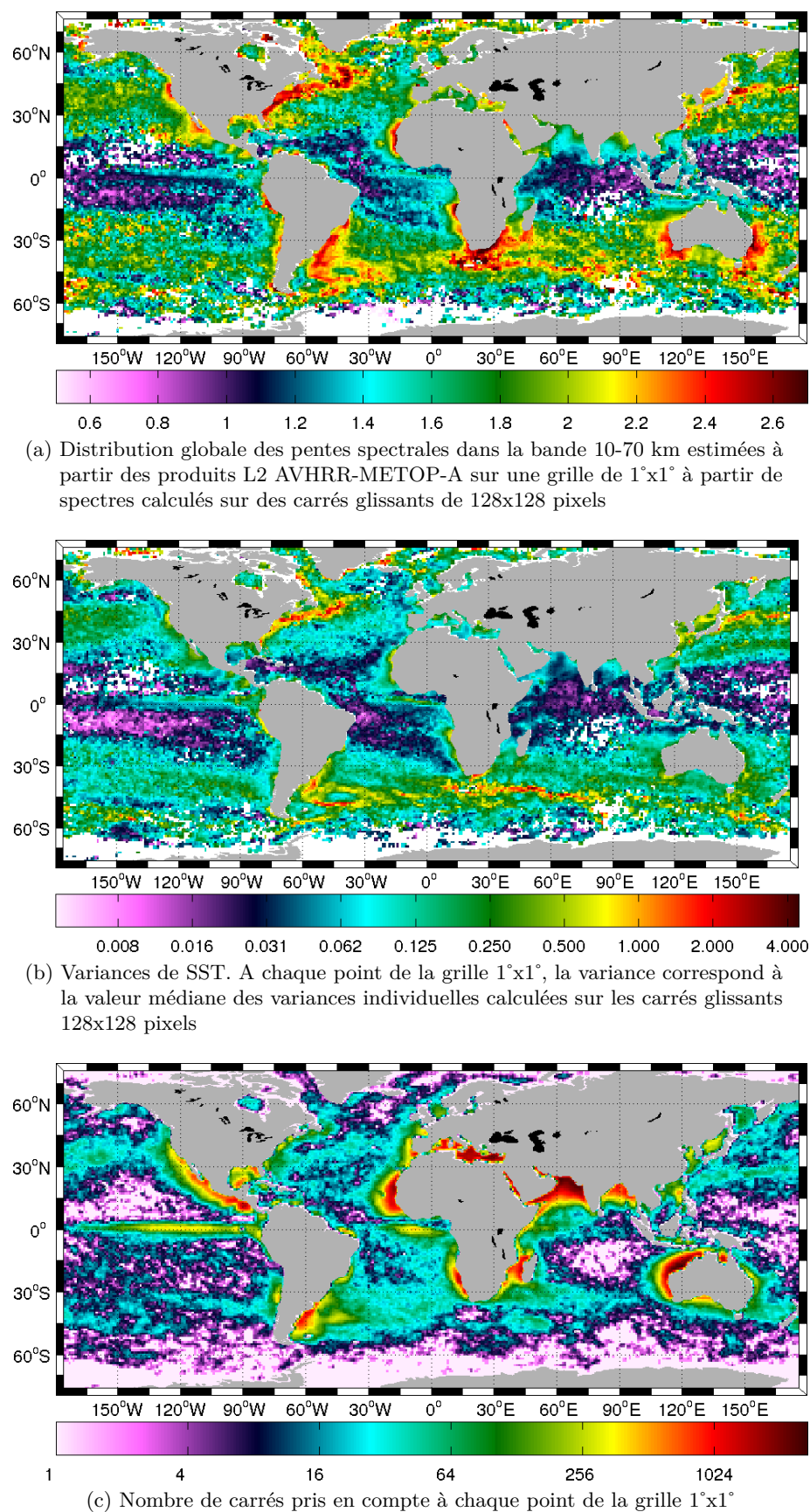


FIGURE 3.10 – Distribution globale des pentes spectrales dans la bande 10-70 km estimées à partir des produits L2 AVHRR-METOP-A sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$

3.6 Analyse conjointe SST et SSH

Les analyses présentées dans les sections précédentes montrent que même si les valeurs de pentes sont différentes, la distribution globale présente une répartition de provinces similaires. Cette même répartition est également observée sur les pentes obtenues à partir de la SSH dans la bande 70-250 km ([Xu and Fu, 2012]).

Il est à rappeler que dans l'intervalle intermédiaire de turbulence inertielle, une relation peut être déduite entre pentes des spectres d'énergie cinétique et d'un traceur conservatif. Si le spectre d'énergie cinétique décroît en $-n$ avec $n < 3$, le spectre du traceur associé suivra une décroissance $m = (n-5)/2$. Si $n \geq 3$, on devrait trouver $m \sim -1$, avec une forte filamentation du traceur apparente dans le domaine spatial. Pour le cas SQG, $n = -5/3$, cela donne une décroissance similaire, $m = -5/3$. Dans ce cas, des échelles plus petites agissent sur le traceur, et la filamentation est moins forte mais des fronts marqués peuvent se créer. Des discontinuités fortes en pente peuvent alors conduire à des décroissances spectrales en -2 .

Enfin, ce point de vue théorique correspond au cas particulier d'une stratification constante de l'océan. Si cela n'est pas le cas, les solutions SQG peuvent s'appliquer mais sont modifiées comme discuté par [LaCasce, 2012] ou encore [Callies and Ferrari, 2013]. De plus, la présence d'une couche mélangée pourrait agir comme un filtre sélectif de l'impact des échelles horizontales de variation de densité sur la profondeur ([Tulloch and Smith, 2006] [Ponte et al., 2013]). De la sorte, une échelle caractéristique est proportionnelle à $R = NH/f$, avec H profondeur de la couche de surface, N la fréquence de flottabilité et f la vorticité locale (dominée par Coriolis). Dans le domaine de Fourier, la relation entre fonction de courant ψ et anomalies de densité b s'approche alors par :

$$\frac{NK}{f}\hat{\psi}(\mathbf{k}) = \tanh\left(\frac{NKH}{f}\right)\hat{b}(\mathbf{k}) \quad (3.4)$$

avec \mathbf{k} vecteur de nombre d'onde, $K = |\mathbf{k}|$. Pour $K \ll (R)^{-1}$, $\hat{b}(\mathbf{k}) \sim \frac{R^2}{H}K^2\hat{\psi}(\mathbf{k})$, alors que pour des échelles plus petites $K \gg (R)^{-1}$ on retrouverait $\hat{b}(\mathbf{k}) \sim \frac{R}{H}K\hat{\psi}(\mathbf{k})$. En considérant que les anomalies b de densité sont dominées par les variations de SST, l'analyse conjointe entre SST et SSH ne pourra donc pas nécessairement conduire à une relation unique en comparant les pentes spectrales. Toutefois, l'ensemble de ces relations n'indique pas une modification des phases dans l'espace de Fourier entre ψ et b . Dans ce cas, une forte corrélation dans le domaine spatial doit exister entre les variables SSH et SST, principalement aux échelles moyennes et grandes. Et en préambule des analyses de corrélations présentées dans la section 3.6.2, ceci peut être illustré par la figure 3.11 issue de [Tandeo et al., 2013] superposant champ de gradient de SST et vitesses géostrophiques (voir description des données dans le paragraphe 3.6.1) pour le 1 janvier 2004. Cette figure montre en effet le lien de phase possible entre SST et SSH (dont les vitesses géostrophiques sont déduites) avec toutefois des relations entre les énergies différentes. Par exemple, sur la partie chaude du front (en haut de l'image) les gradients de SST (en haut à gauche) sont associés à de fortes vitesses. Dans la partie froide, (bas de l'image), des vitesses moins élevées sont associées à des gradients de SST plus forts (on peut noter que la prise en compte de la salinité peut parfois participer à une compensation [Reul et al., 2014]).

3.6. Analyse conjointe SST et SSH

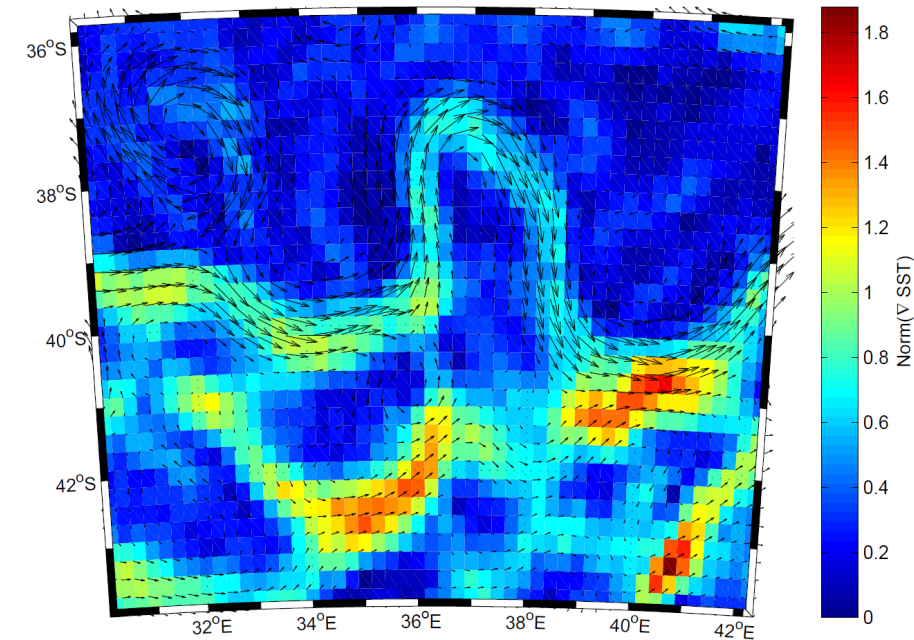


FIGURE 3.11 – Gradients de SST (AMSRE-TMI-OI) et vecteurs de vitesse géostrophiques (AVISO) au niveau du courant des Aiguilles le 1 janvier 2004. Source de la figure : [Tandeo et al., 2013]

3.6.1 Données

Les données utilisées dans cette section sont les produits globaux interpolés de SSH AVISO (www.aviso.oceanobs.com) entre 2003 et 2009 et les produits interpolés de SST micro-onde REMSS AMSRE-TMI (www.remss.com) sur la même période. Les produits de SST sont construits par interpolation optimale (voir chapitre 2) avec des échelles de corrélation spatiales de 100 km et temporelles de 4 jours. Ils sont générés à partir des mesures de AMSR-E et TMI (imageur micro-onde à bord du satellite TRMM) sur grille de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et sur une base journalière. Les produits AVISO sont également estimés par interpolation optimale avec des corrélations spatiales de l'ordre de 150 à 200 km et temporelles de l'ordre de 15 jours ([Ducet et al., 2000]).

3.6.2 Corrélations entre champs de SST et SSH dans la bande 70-250 km

Les corrélations spatiales entre la SST et la SSH ont été effectuées dans la bande 70-250 km. La figure 3.12 présente une moyenne mensuelle (février 2008) de SST et de SSH filtrées dans cette gamme d'échelles. Ces cartes illustrent la similarité de la répartition globale de variabilité pour les deux variables. Ces mêmes provinces sont également mises en évidence sur les cartes globales de variances de SST et SSH filtrées présentées figure 3.14. Les coefficients de corrélation ont été calculés sur des champs hebdomadaires de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ dans des boîtes de $8^\circ \times 8^\circ$, en chaque point d'une grille globale de résolution $2^\circ \times 2^\circ$. Les moyennes des coefficients de corrélation pour les mois de janvier-février-mars et juillet-août-septembre sont présentées sur la figure 3.13. Ces cartes mettent en évidence une corrélation supérieure à 0.8 voire 0.9 dans les régions fortement énergétiques (avec toutefois une corrélation faible à « l'intérieur » des grands courants où il y a peu de gradient de SST). Ces corrélations ont une variabilité saisonnière similaire à la variance (3.14). Ceci

peut se voir sur l'exemple suivant : prenons un grande boîte de $20^{\circ}\times 60^{\circ}$ dans une zone où la corrélation est élevée (55°S 35°S - 20°E 80°E). En sélectionnant les points de grille de cette boîte associés aux 20% des corrélations les plus fortes (pour ne pas prendre en compte les points avec une faible corrélation), on obtient la série temporelle de coefficients de corrélation présentée figure 3.15. Les coefficients de corrélation les plus forts se situent entre 0.8 et 0.9 avec une valeur moyenne de 0.85 et montrent clairement une variabilité saisonnière mise également en évidence dans la série temporelle des variances de SSH correspondantes. Plus la variance est élevée, plus la corrélation est forte. Les corrélations plus faibles ont une valeur moyenne de l'ordre de 0.55 mais montrent également un cycle saisonnier. Elles sont associées à des valeurs de variances faibles.

3.6. Analyse conjointe SST et SSH

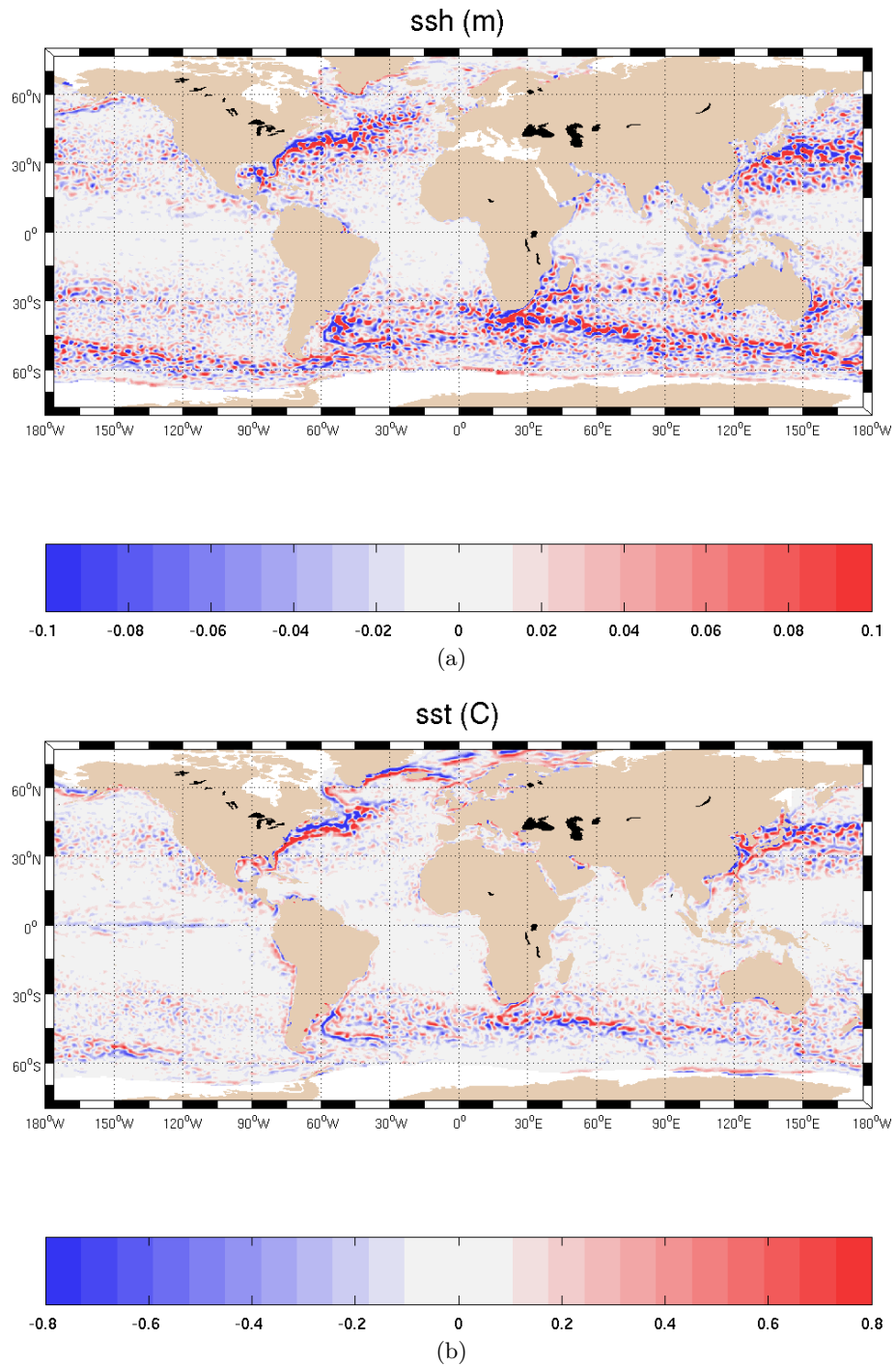


FIGURE 3.12 – Moyennes mensuelles pour février 2008 de SST et SSH filtrées entre 70 et 250 km calculées sur des données interpolées hebdomadaires

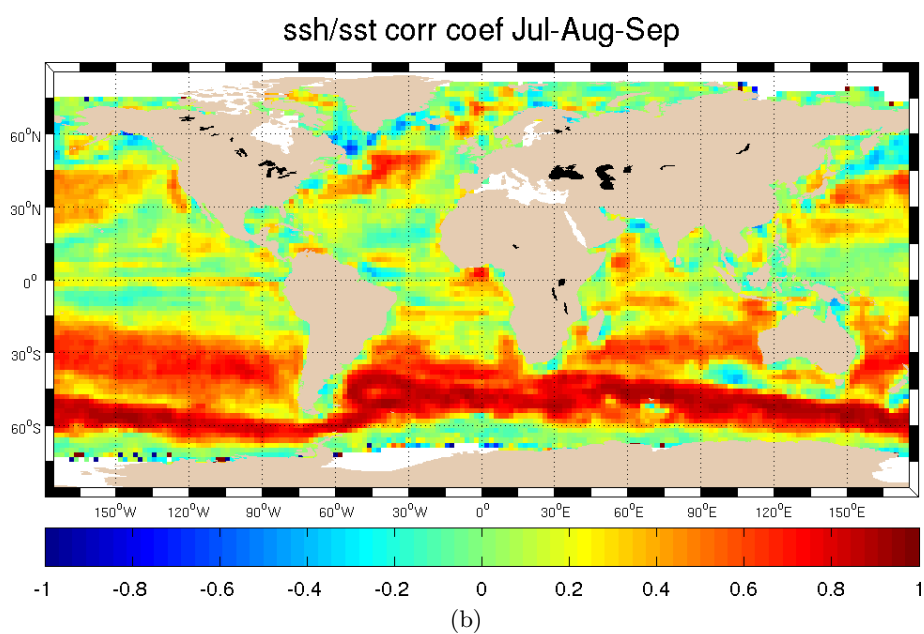
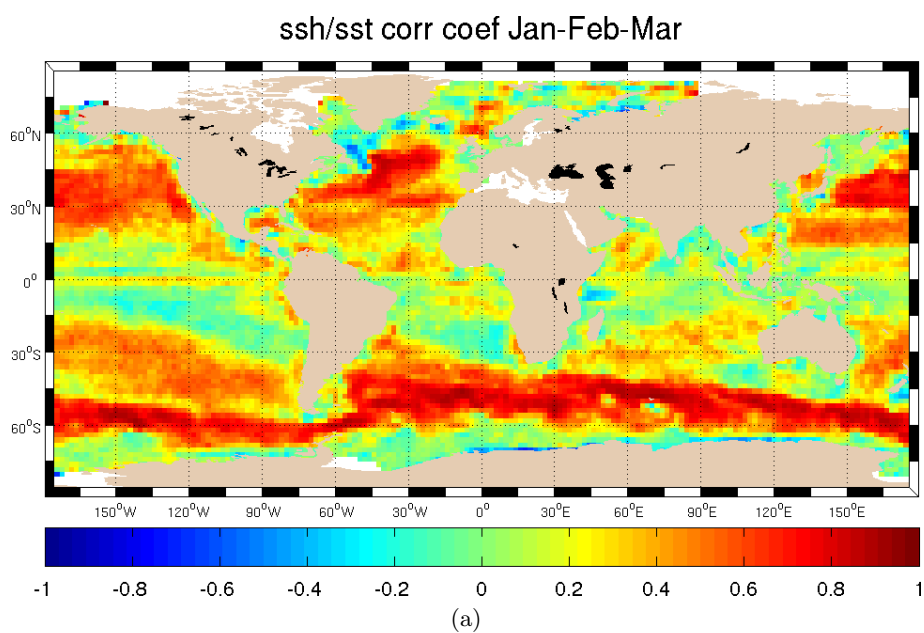


FIGURE 3.13 – Coefficients de corrélation entre SST et SSH filtrées entre 70 et 250 km calculés sur des données interpolées hebdomadaires entre 2003 et 2009 pour les mois janvier-février-mars (3.13a) et juillet-août-septembre (3.13b), tous les 2° en longitude et latitude sur des boîtes glissantes de $8^\circ \times 8^\circ$

3.6. Analyse conjointe SST et SSH

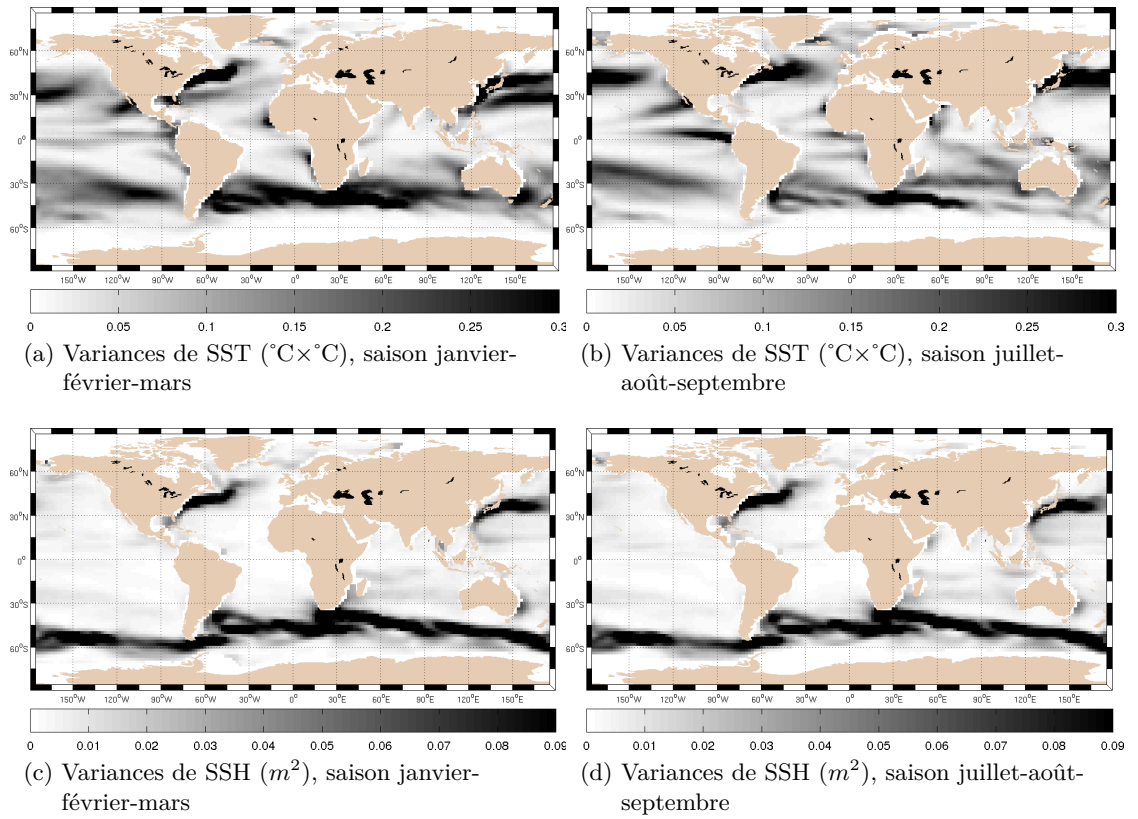


FIGURE 3.14 – Cartes de moyennes de variances de SST (3.14a et 3.14b) et SSH (3.14c et 3.14d) filtrées entre 70 et 250 km calculées sur des données interpolées hebdomadaires entre 2003 et 2009 pour les mois juillet-août-septembre et janvier-février-mars tous les 2° en longitude et latitude sur des boîtes de $8^{\circ} \times 8^{\circ}$

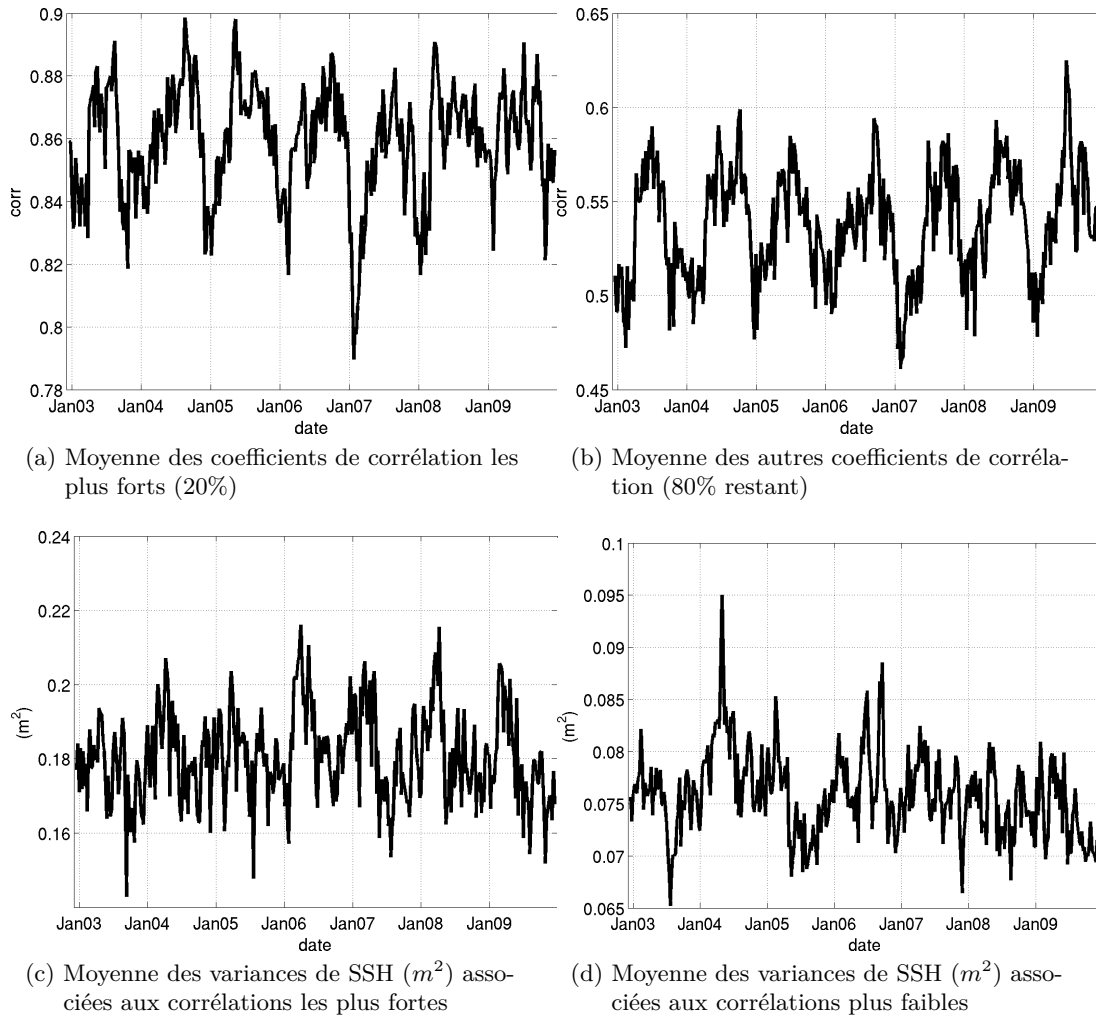


FIGURE 3.15 – Variabilité temporelle des coefficients de corrélation les plus forts (20%) dans une boîte de $20^\circ \times 60^\circ$ (55°S 35°S - 20°E 80°E) et variances associées de SSH.

3.7 Discussion et conclusion

Dans le but de caractériser la répartition de variances de SST sur les différentes échelles, les pentes spectrales ont été estimées à partir de deux jeux de données différents sur deux gammes d'échelles différentes, 70-250 km et 10-70 km. Les résultats obtenus avec les données AMSR-E dans la bande 70-300 km montrent une variabilité saisonnière et une relation nette entre les pentes et la variance. Cette relation est aussi présente dans les résultats obtenus avec les observations AVHRR-METOP-A dans la bande 10-70 km surtout dans les régions fortement énergétiques, les moyennes latitudes présentant des valeurs plus homogènes de l'ordre de -1.8 à -2.

La méthode de caractérisation de la variabilité spatiale présentée dans les paragraphes précédents ne tient pas compte d'une possible anisotropie. Celle-ci a fait l'objet d'une étude présentée dans [Tandeo et al., 2014].

L'estimation des pentes sur les spectres calculés par FFT est sensible au bruit et données aberrantes. Le bruit présent dans les données de SST (hormis données aberrantes) est en majeure partie dû au bruit radiométrique amplifié par la correction atmosphérique (combinaison de plusieurs canaux). La figure 3.16 présente un exemple d'estimation de spectres sur des observations colocalisées de plusieurs capteurs sur trois zones de variabilité différente (au Nord des Malouines, sur la Méditerranée, et dans le Pacifique Est). Le cas du Pacifique est assez extrême en terme de bruit. Les spectres ont été calculés sur la températures de brillance (à $11\ \mu m$) et la SST pour MODIS-AQUA, AVHRR-METOP-A et AATSR. En raison d'un artefact (décalage) dans la géolocalisation des observations faites en avant et au nadir pour l'AATSR, la SST a été recalculée à partir du niveau L1, avec les températures de brillance au nadir, par l'outil Beam proposé par l'Agence Spatiale Européenne. Les températures de brillance MODIS ont été calculées à partir des niveaux L1 par l'outil SEADAS (<http://seadas.gsfc.nasa.gov>). Les spectres estimés sur les températures de brillance ont des pentes assez similaires de l'ordre de -2 quelque soit la zone. Le bruit visible dans le spectre des SST MODIS est dû à l'effet de lignage (chapitre 1). Cette illustration plaiderait en faveur de l'utilisation de la température de brillance. Toutefois, les spectres de température de brillance à $11\ \mu m$ ne sont pas toujours équivalents à ceux de la SST à cause de la composante atmosphérique, la variation de température de brillance n'étant pas (forcément) égale à la variation de température. Ceci peut se voir sur des cartes (non montrées ici) représentant le Jacobien $\partial BT / \partial SST$ (P. Le Borgne, communication personnelle).

La méthode d'estimation de pentes à partir de fonctions de structure a été testée pour l'année 2008 à partir du jeu de données utilisé dans [Tandeo et al., 2014]. La méthode est effectivement peu sensible au bruit mais l'ajustement de la loi de puissance n'est pas triviale (en automatique sur un grand jeu de données). Les valeurs obtenues sont -2 à -2.2 dans les zones fortement énergétiques, -1.6 ailleurs sauf dans le Pacifique Est, l'Atlantique Tropical et l'ouest de l'indien avec une valeur de -1.3.

Les différences de valeurs de pentes obtenues par l'AMSR-E et AVHRR-METOP-A, surtout dans les zones à forte variabilité, sont dues à la résolution des données AMSR-E (chapitre suivant). Dans les régions à faible variabilité, la résolution a également pour effet d'abaisser la pente mais le bruit peut faire remonter la queue du spectre et ainsi la valeur de pente.

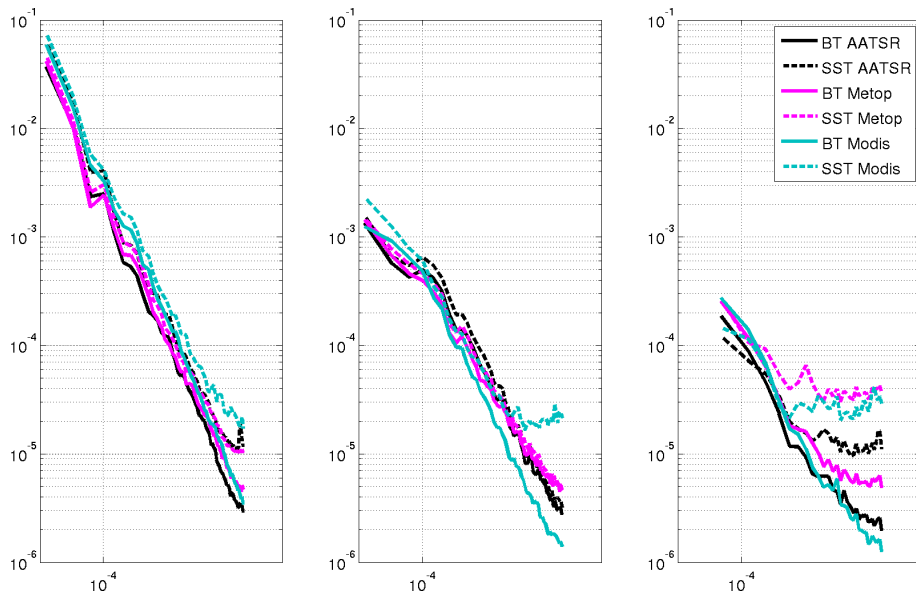


FIGURE 3.16 – Exemple d'estimation de spectres sur des observations colocalisées de plusieurs capteurs sur trois zones de variabilité différente. L'abscisse a pour unité le $rad.m^{-1}$ et l'ordonnée est en $deg C \times deg C$. De gauche à droite : au Nord des Malouines, sur la Méditerranée, et dans le Pacifique Est. Les spectres ont été calculés sur la températures de brillance (BT) à $11 \mu m$ et la SST pour MODIS-AQUA, AVHRR-METOP-A et AATSR

La dernière section de ce chapitre présente une analyse conjointe SST et SSH. En effet même si les valeurs de pentes spectrales obtenues pour la SST sont différentes pour les deux jeux de données pris en compte, les répartitions globales des provinces sont similaires. Celles-ci sont également assez similaires à la répartition globale de SSH proposée par [Xu and Fu, 2012]. Les cartes de corrélations entre la SST et la SSH filtrées montrent que les « motifs » (les phases) sont en très bon accord dans les régions à forte variabilité, ce qui invite à considérer tout de même une possible relation de type SQG dans ces régions si on corrige la pente spectrale de la SST fournie par le micro-onde.

Chapitre 4

Champs de SST moyenne et petite échelles

4.1 Introduction

L'approche spectrale présentée dans le chapitre précédent permet de décrire la répartition de l'énergie selon les échelles. Cette approche ne donne cependant aucune information sur la possible organisation conditionnelle de la distribution de ces énergies selon des couplages entre échelles : l'information de phase manque dans une analyse purement spectrale ([Armi and Flament, 1985]). Plus particulièrement, lors de la formation de fronts très marqués, une certaine discontinuité des pentes (du traceur) perpendiculaires aux fronts peut être obtenue, qui introduit dans le domaine de Fourier le développement d'harmoniques supérieures, toutes liées entre elles. Ainsi, une partie de l'énergie aux échelles les plus petites pourra être conditionnée à la formation de fronts très marqués à des échelles plus grandes. L'objet de ce chapitre vise l'illustration possible de ces phénomènes et l'analyse quantifiée des relations entre les différentes échelles résolues par les différents capteurs.

Comme on l'a vu dans le premier chapitre, les radiomètres micro-ondes comme l'AMSR-E, fournissent une estimation quotidienne et globale de la SST avec une résolution spatiale de l'ordre de 40-60 km, fournissant ainsi un échantillonnage adapté à l'observation et au suivi de structures de moyenne échelle. Les radiomètres infrarouges peuvent permettre l'observation d'échelles spatiales beaucoup plus fines, jusqu'à 1 à 10 km, mais fournissent quant à eux des estimations de SST avec un échantillonnage beaucoup plus hétérogène, principalement à cause de la nébulosité. L'étude présentée dans ce chapitre peut ainsi assez directement s'appuyer sur des analyses conjointes des différentes observations pour s'intéresser à caractériser localement et statistiquement la haute résolution fournie par les instruments infrarouges relativement à une basse résolution fournie par les capteurs micro-ondes. Plus précisément, une analyse simple peut permettre de révéler l'organisation spatiale des détails de fine résolution visibles sur l'image haute résolution, en terme de concentration de variance et/ou de renforcement des gradients locaux, par rapport à l'information fournie par l'image basse résolution.

Dans ce cadre, un jeu de données particulièrement pertinent pour notre étude est le jeu d'observations radiométriques infrarouges et micro-ondes colocalisées (en temps et espace) fourni par les capteurs MODIS et AMSR-E opérant sur le même satellite AQUA entre 2002 et fin 2011. L'exploitation de ce jeu de données est également l'occasion de comparer des SST capturées simultanément mais par des techniques de mesures différentes. De manière assez surprenante, malgré les dix années de fonctionnement en tandem des deux instruments, la littérature ne contient pas, à notre connaissance, de travaux traitant de

ces comparaisons instantanées des deux sources d'observations.

4.2 Données

Pour illustration et base d'analyse, deux situations, avec une très bonne couverture spatiale des données de SST MODIS, ont été choisies pour aborder cette étude. Ces deux situations ont été retenues parmi un jeu de granules MODIS généré par la technique de recherche de « belles images » décrite dans la section 1.2.2.5. La figure 4.1 présente les observations de SST pour les deux situations. Les figures 4.1a et 4.1b montrent respectivement les SST issues de MODIS et AMSR-E sur une portion du Gulf Stream le 6 mai 2010. Il s'agit d'observations de jour sur une passe ascendante. Les figures 4.1c et 4.1d montrent respectivement les SST issues de MODIS et AMSR-E au large de la Basse Californie le 29 mars 2010. Il s'agit d'observations de nuit sur une passe descendante.

4.2.1 AMSR-E

Les données AMSR-E viennent des produits (Version-7) quotidiens grillés (dits L3) de résolution 0.25×0.25 degrés distribués par www.remss.com.

Résolution spatiale On a un dx (direction zonale) allant de environ 23 km à 18 km pour la Californie et de 26 à 23 km pour le Gulfstream, du sud au nord des images. Le dy (direction méridienne) est de environ 28 km.

Corrections Les corrections (« sses bias ») proposées dans les fichiers L2 au format GHRSSST sont présentées sur les figures 4.2a et 4.2b pour la zone Gulf Stream et Californie respectivement. La forme de ces corrections est similaire à la forme des champs de vent estimés comme on peut le voir sur les figures 4.2c et 4.2d.

4.2.2 MODIS

Les données MODIS de SST ont été fournies par le NESDIS (National Environmental Satellite, Data, and Information Service) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) opérant le système de restitution nommé ACSPO (Advanced Clear-Sky Processor for Ocean). La raison de ce choix a été la possibilité de bénéficier par ce produit des SST estimées à partir de températures de brillance « délinées » par l'algorithme décrit dans [Bouali and Ignatov, 2014]. En complément, les données au format L2p GHRSSST distribuées en temps réel par le PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) ont aussi été utilisées. Les figures 4.3 et 4.4 illustrent les différences entre les deux produits en terme de SST, gradient de SST et spectres pour un zoom de chacune de nos situations (ici sur du produit L2).

Résolution spatiale Pour les deux situations, les images sont quasiment centrées sur le milieu de la fauchée, les distances entre pixels dx (direction « along-track ») sont de 1 km et dy (direction « across-track ») de 1 à environ 2.3 km. Les données ont été regrillées sur une grille régulière de 0.02×0.02 degré (comme présentées sur la figure 4.1). On alors un dx (direction zonale) allant de 1.83 à 2.10 km pour la Californie et de 1.50 à 1.85 km pour le Gulfstream, du nord au sud des images. Le dy (direction méridienne) est de 2.22 km.

Masquage des données aberrantes (affectées par les nuages) Les figures 4.5a et 4.5b montrent les indices de qualité proposées dans les fichiers L2 GHRSSST. L'utilisation préconisée pour masquer les nuages et avoir des valeurs de SST de bonne ou

4.2. Données

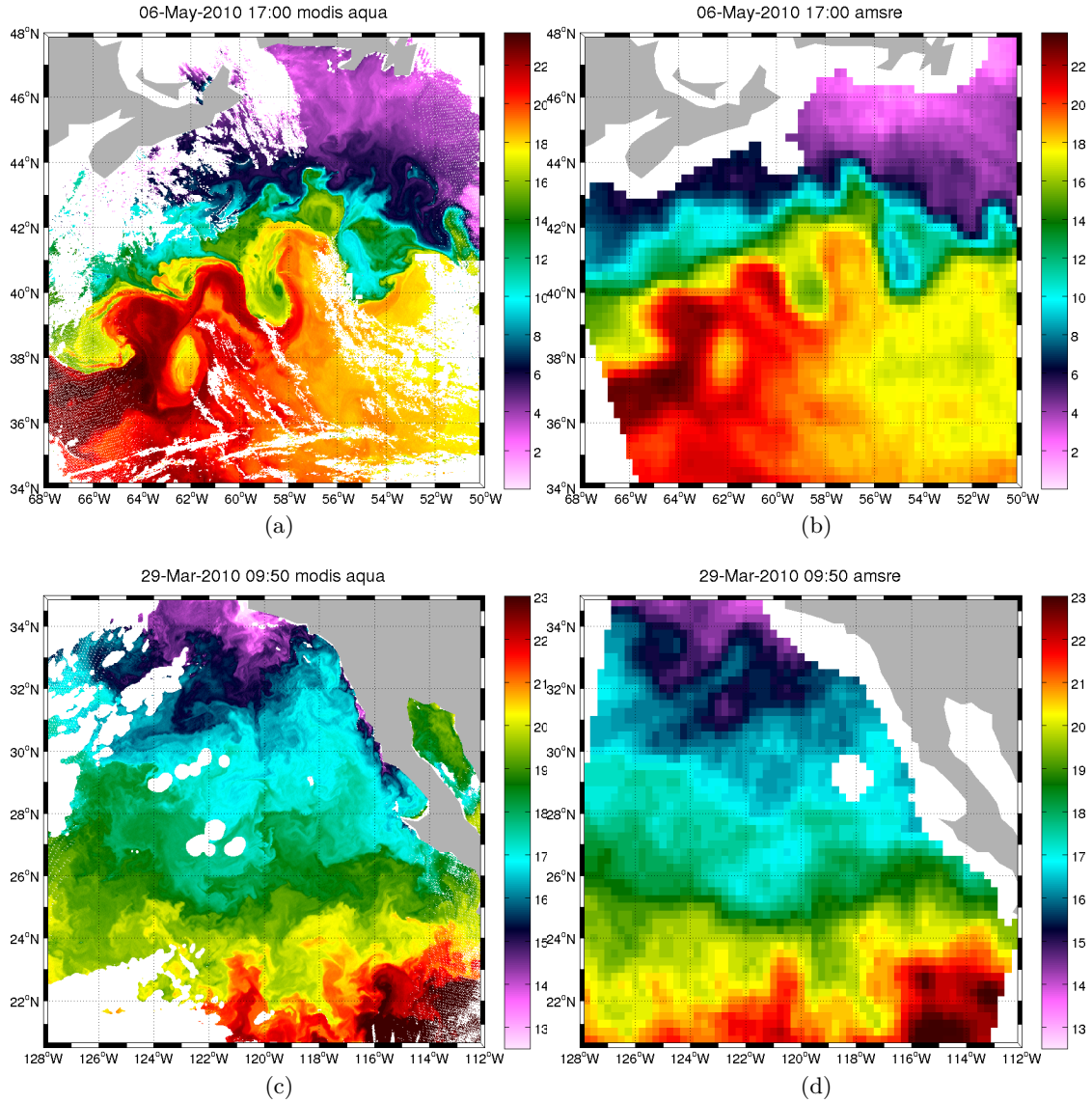


FIGURE 4.1 – SST MODIS (4.1a) et AMSR-E () pour la zone Gulf Stream. SST MODIS (4.1c) et AMSR-E (4.1d) pour la zone Californie.

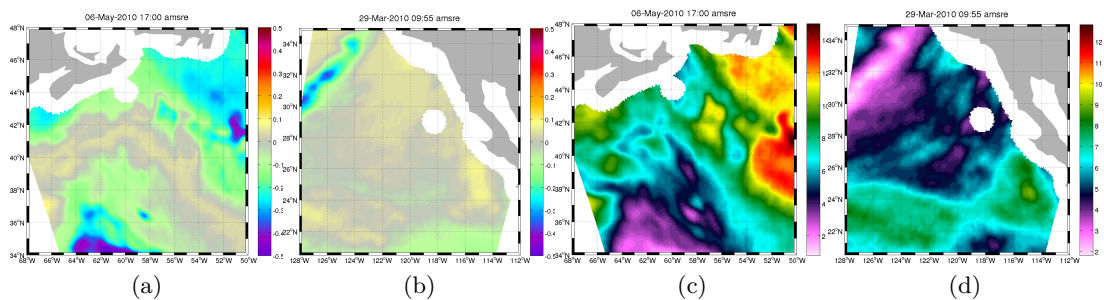


FIGURE 4.2 – Correction (« sses bias ») de SST AMSR-E proposées dans les fichiers L2 au format GHRSSST et observations de vitesse du vent AMSR-E.

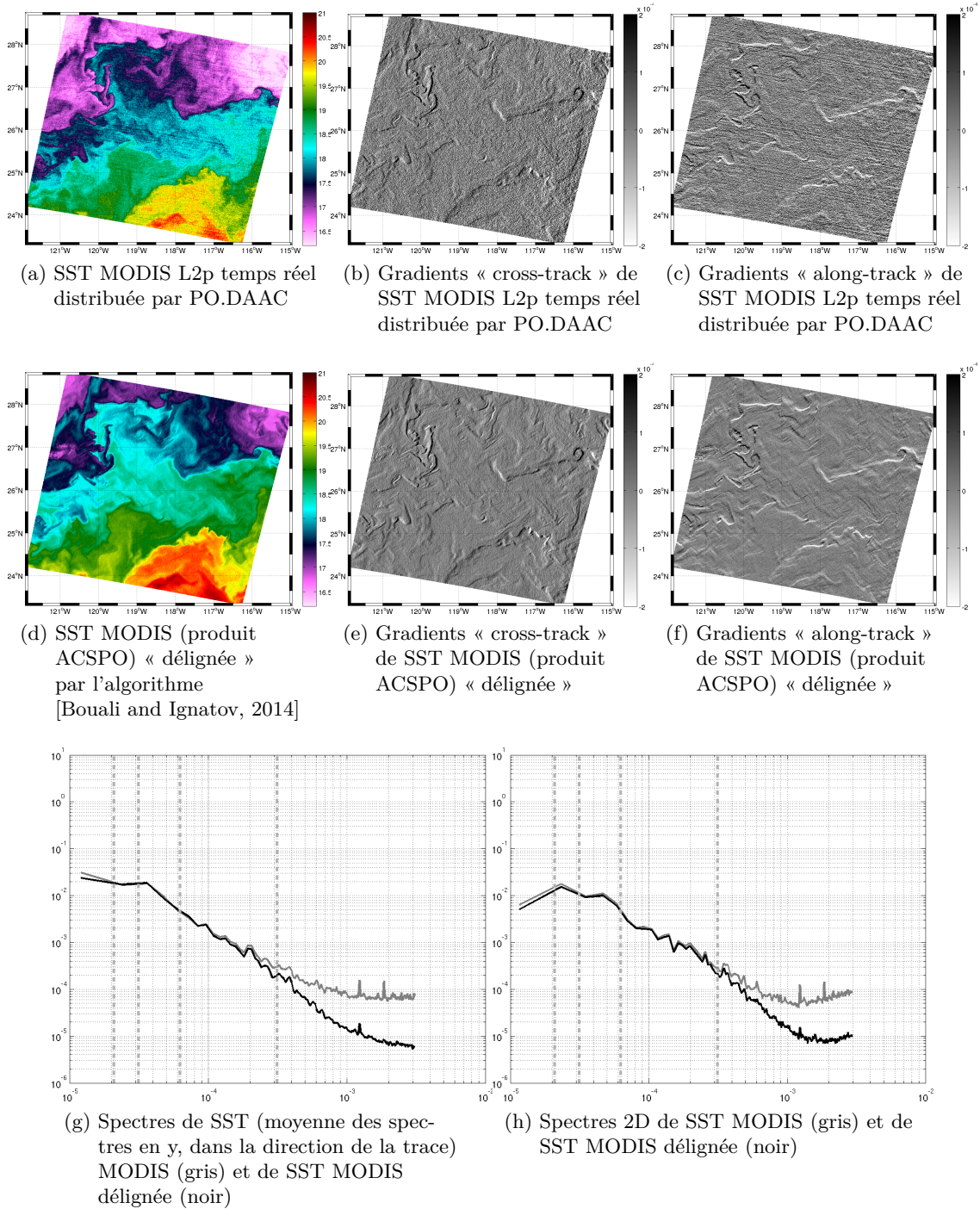


FIGURE 4.3 – Visulisation des données l2 MODIS déignées et non déignées sur un zoom de la situation Californie en terme de SST, gradient en x (cross-track) et y (along-track), de spectres en y (along-track) et 2D. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux (gris pointillés) correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.

4.2. Données

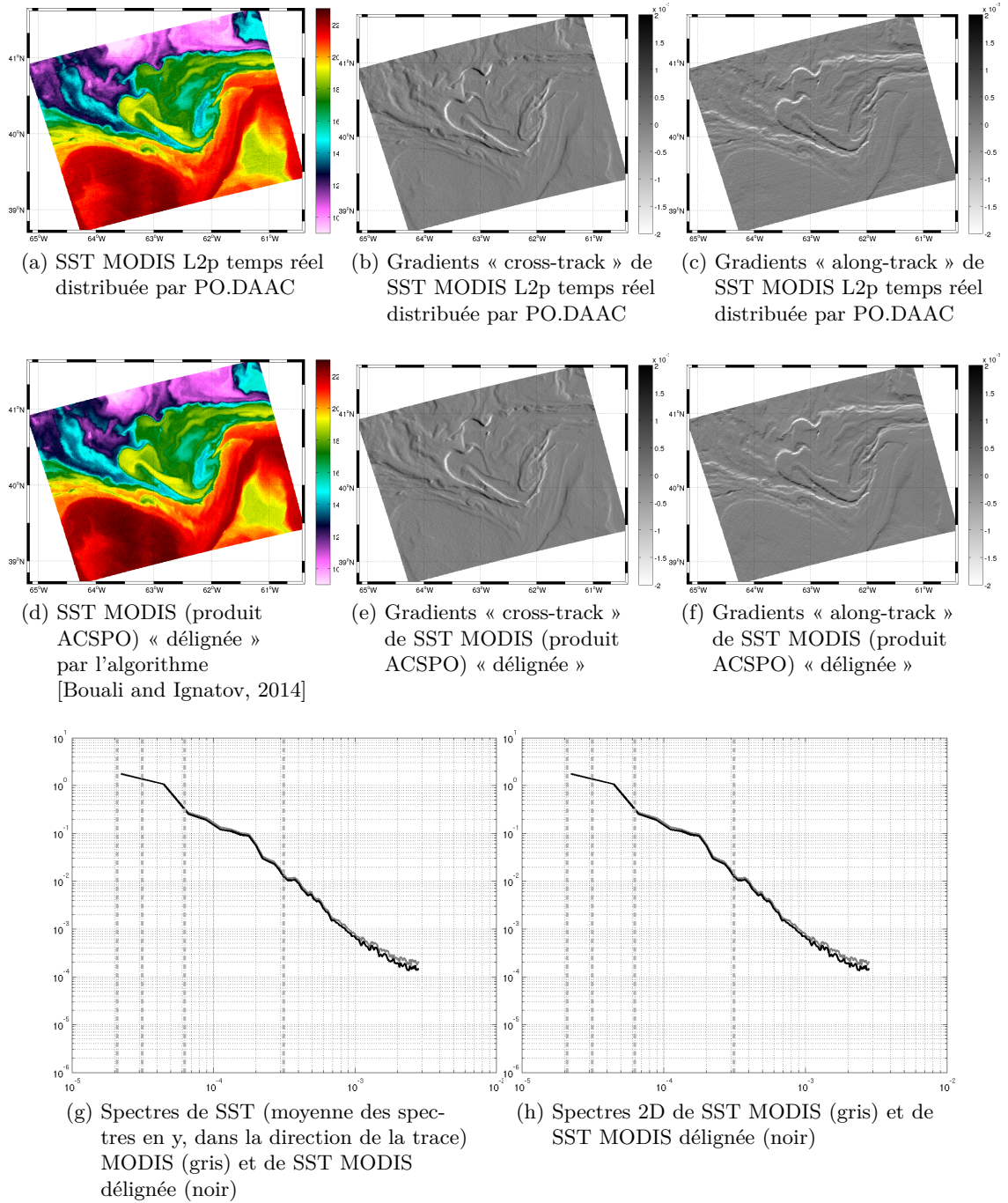


FIGURE 4.4 – Visulisation des données l2 MODIS délignées et non délignées sur un zoom de la situation Gulf Stream en terme de SST, gradient en x (cross-track) et y (along-track), de spectres en y (along-track) et 2D. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux (gris pointillés) correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.

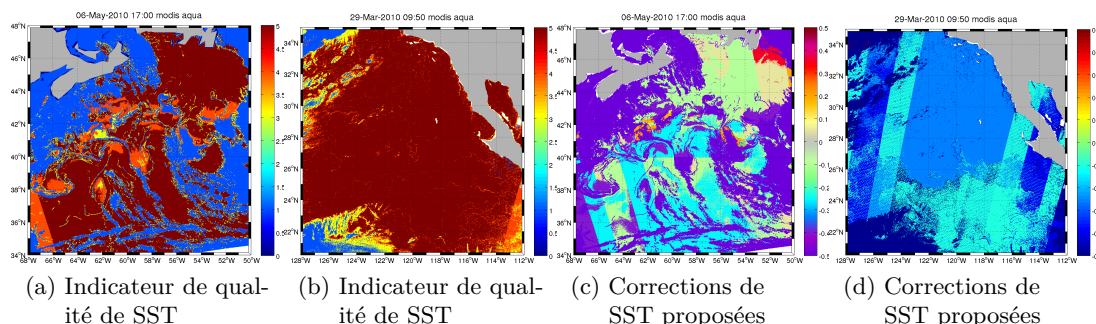


FIGURE 4.5 – Indices qualité et correction de SST proposées dans le format L2 GHRSSST

très bonne qualité a priori est la prise en compte des indices 4 et 5. On voit ici que ce masquage supprime effectivement la plus grande partie des pixels nuageux ou en bord de nuages mais supprime aussi les fronts. Les images ont donc été masquées « à la main ».

Corrections Les corrections proposées sont présentées sur les figures 4.5c et 4.5d. Les méthodes d'estimation de ces corrections diffèrent selon les produits mais les systèmes d'analyses comme ODYSSEA ou OSTIA les appliquent systématiquement. Comme le montrent les zooms présentés figure 4.6, les exemples traités ici montrent que l'application des ces corrections peuvent ajouter des discontinuités et du bruit sur les images. Ces corrections ne sont donc pas appliquées ici.

4.2.3 Anomalie grande échelle entre SST MODIS et AMSR-E

Comme déjà évoqué dans les chapitres 1 et 2, deux sources de SST différentes présentent généralement des biais à grande échelle. Les figures 4.7a et 4.7c montrent les anomalies entre la SST AMSR-E et la SST MODIS pour les régions Californie et Gulf Stream respectivement. Un biais grande échelle globalement froid est visible sur les deux images et sur les histogrammes correspondants (4.7c et 4.7d). L'estimation de ce biais grande échelle est réalisé par lissage gaussien d'écart-type 80 km, ce qui est moins grande échelle que ce qui est appliqué dans ODYSSEA ou OSTIA mais c'est la taille qui a été sélectionnée par tests visuels sur les cartes et histogrammes. Les formes de ce biais grande échelle ressemblent aux formes vues dans les champs de vent micro-ondes. Un biais grande échelle a également été estimé dans la situation Californie sur la différence entre la SST AMSR-E et une image de METOP-AVHRR-A observée à quelques heures d'intervalle. Le biais entre les SST AMSR-E et AVHRR-METOP-A est similaire à celui entre AMSR-E et Modis. Les cartes 4.9a et 4.9c montrent la différence entre AMSR-E et Modis après correction de biais. On note que l'anomalie regardée ici est SST AMSR-E moins SST MODIS, comme si MODIS était la référence. Dans la suite du chapitre, on s'intéresse à l'anomalie haute résolution par rapport à la basse résolution donc on regarde la différence SST MODIS moins SST AMSR-E.

4.2.4 Estimation du filtrage entre SST MODIS et AMSR-E

Comme le montrent les images présentées sur la figure 4.1, l'AMSR-E et MODIS semblent fournir des champs de température similaires sur la moyenne échelle (biais mis à part). Les images haute résolution fournies par MODIS permettent toutefois d'accéder à des échelles plus petites et présentent des structures fines, des filaments, des fronts très

4.2. Données

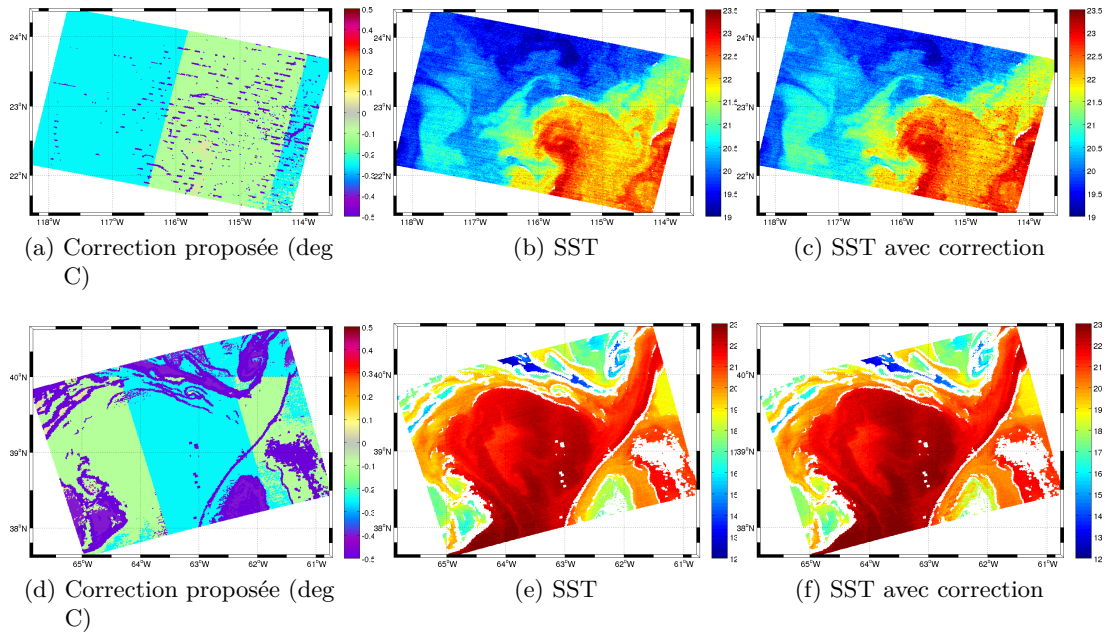


FIGURE 4.6 – Effet de l’application de la correction (variable appelée *ses bias*) proposée dans le format GHRSSST pour un zoom de chaque situation, Californie (en haut) et Gulf Stream (en bas). L’application de la correction proposée dans les fichiers au format GHRSSST peut introduire des discontinuités et donc une variabilité qui n’est pas présente dans l’observation de SST originale.

marqués que l’on devine ou pas sur l’image basse résolution. La figure 4.10 montre deux exemples de sections échantillonnées sur les deux situations, pour la SST AMSR-E et la SST MODIS. La figure est une section ouest-est dans l’image Gulf Stream sur la latitude 39°N interceptant le front très fort situé à environ 39°N, 59°W. Sur ce front, la SST MODIS passe de presque 22°C à moins de 17°C, la SST vue par l’AMSR-E passant de 20.5°C à 18°C. La figure 4.10b est une section sud-nord dans l’image Californie à environ 155°W présentant un gradient de température grande échelle, de 23°C au sud à 16°C au nord avec quelques zones frontales bien visibles sur la SST MODIS. Comme le montrent clairement ces sections, la SST AMSR-E à 0.25° de résolution ne correspond pas un échantillonnage de la SST tous les 0.25° mais peut être considérée comme le résultat d’une intégration spatiale agissant comme un lissage de la haute résolution. Les fronts visibles dans la SST AMSR-E sont effectivement beaucoup plus lisses mais semblent encore relativement en phase avec les fronts correspondant dans la SST MODIS (on reviendra là-dessus dans les paragraphes suivants).

Comme déjà remarqué et discuté dans le chapitre précédent, les pentes spectrales estimées dans la bande 70-250 km à partir des données AMSR-E L3 atteignent une valeur de -4.5 dans les régions fortement énergétiques contre -2.2 à -2.6 pour les pentes estimées à partir de AVHRR-METOP-A dans la bande 10-70 km. Prenons un zoom sur chaque situation. Les figures 4.11b et 4.11a montrent la SST MODIS, 4.11d et 4.11c la SST AMSR-E. Les spectres associés sont tracés sur les figures 4.11f et 4.11e. Les courbes noires sont les spectres estimés sur la haute résolution, les grises sur la basse résolution. On voit qu’à partir d’échelles inférieures à environ 200 km, le spectre de SST AMSR-E commence à chuter alors que celui de la SST MODIS conserve sa pente de -2.5 sur la région Gulf

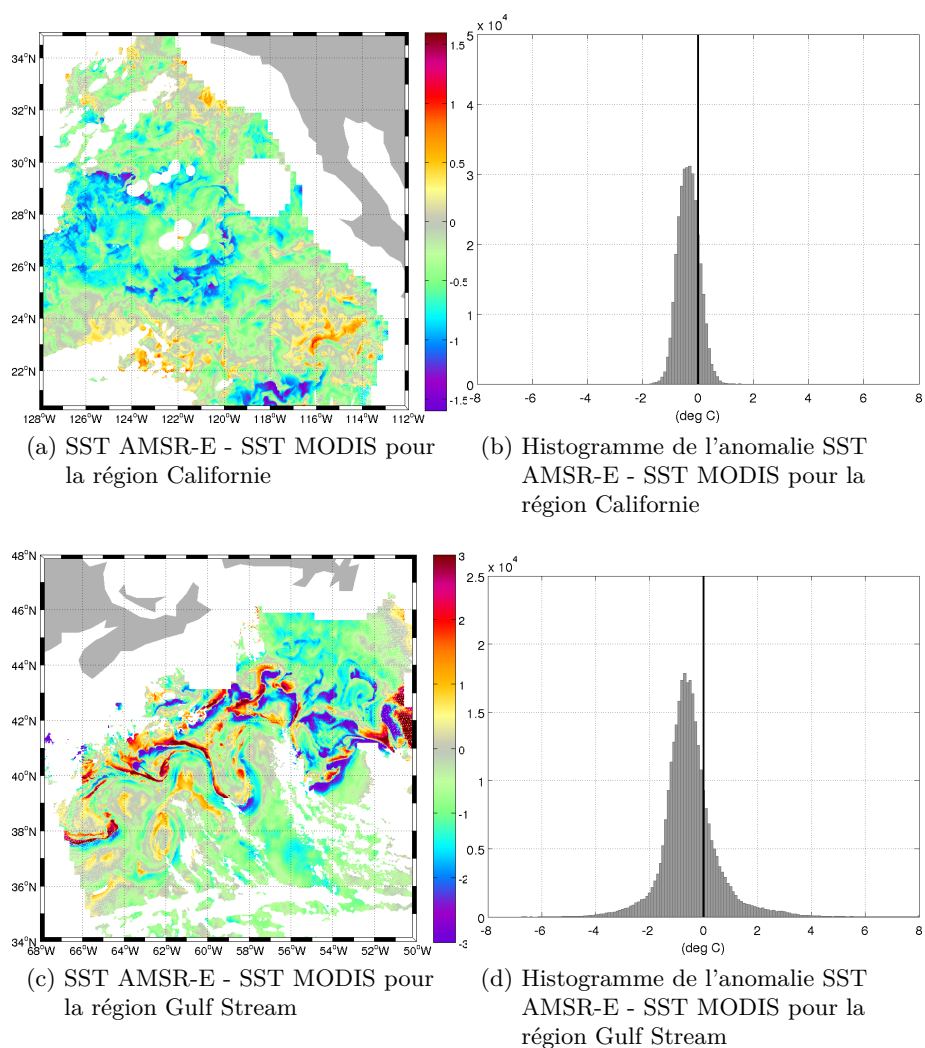


FIGURE 4.7 – Différence entre les observations de SST AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream.

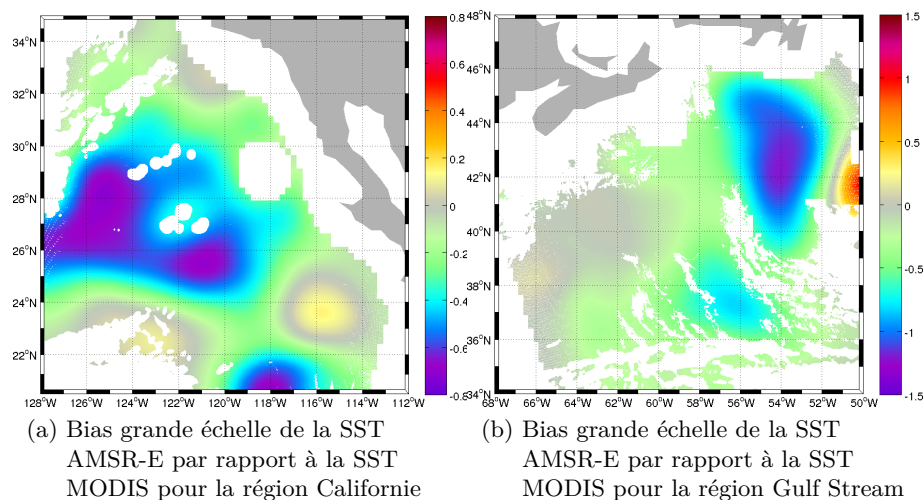


FIGURE 4.8 – Biais grande échelle entre AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream. Les champs de biais sont estimés par un lissage des différences de SST avec un noyau Gaussien d'écart-type 80 km.

Stream et -1.9 sur la région Californie. Les pentes des spectres AMSR-E sont de -4.5 et -4 sur les régions Gulf Stream et Californie respectivement dans la bande 70-250 km. Aux plus petites échelles, la queue des spectres révèle la présence d'un « bruit pixel ».

De manière à caractériser plus précisément le lissage introduit par le « système AMSR-E », plusieurs noyaux ont été testés :

- Noyau gaussien
- Fonction porte
- Fenêtre de Hanning

Les images MODIS (à 0.02° de résolution) sont convoluées par ces différents noyaux, la « taille » des noyaux, et le niveau de lissage, étant variable. Les champs obtenus sont ensuite échantillonnés sur la grille AMSR-E L3 (à 0.25° de résolution). La figure 4.11 illustre le lissage en terme de spectre pour les deux zooms et pour les trois types de noyau. Le degré de lissage est symbolisé par les couleurs allant du bleu au rouge pour un lissage de plus en plus important. Les figures 4.12b et 4.12a illustre le lissage par un noyau gaussien avec des écart-types allant de 2 à 26 km. Les figures 4.12d et 4.12c concernent le lissage par une fonction porte et les figures 4.12f et 4.12e le lissage par une fonction de Hanning. La concordance des spectres et une minimisation de l'erreur quadratique moyenne entre la haute résolution lissée et échantillonnée sur la grille AMSR-E et la basse résolution, en terme de SST et de gradient de SST conduit aux résultats suivants : le « système AMSR-E » pourrait être vu comme un filtre lisseur approchant :

- Noyau gaussien d'écart-type environ 22 km
- Fenêtre de Hanning de largeur environ 100 km (en largeur totale)
- Fonction porte de largeur environ 60 km

Les lissages de la SST MODIS par une fonction gaussienne de 22 km et par une fonction

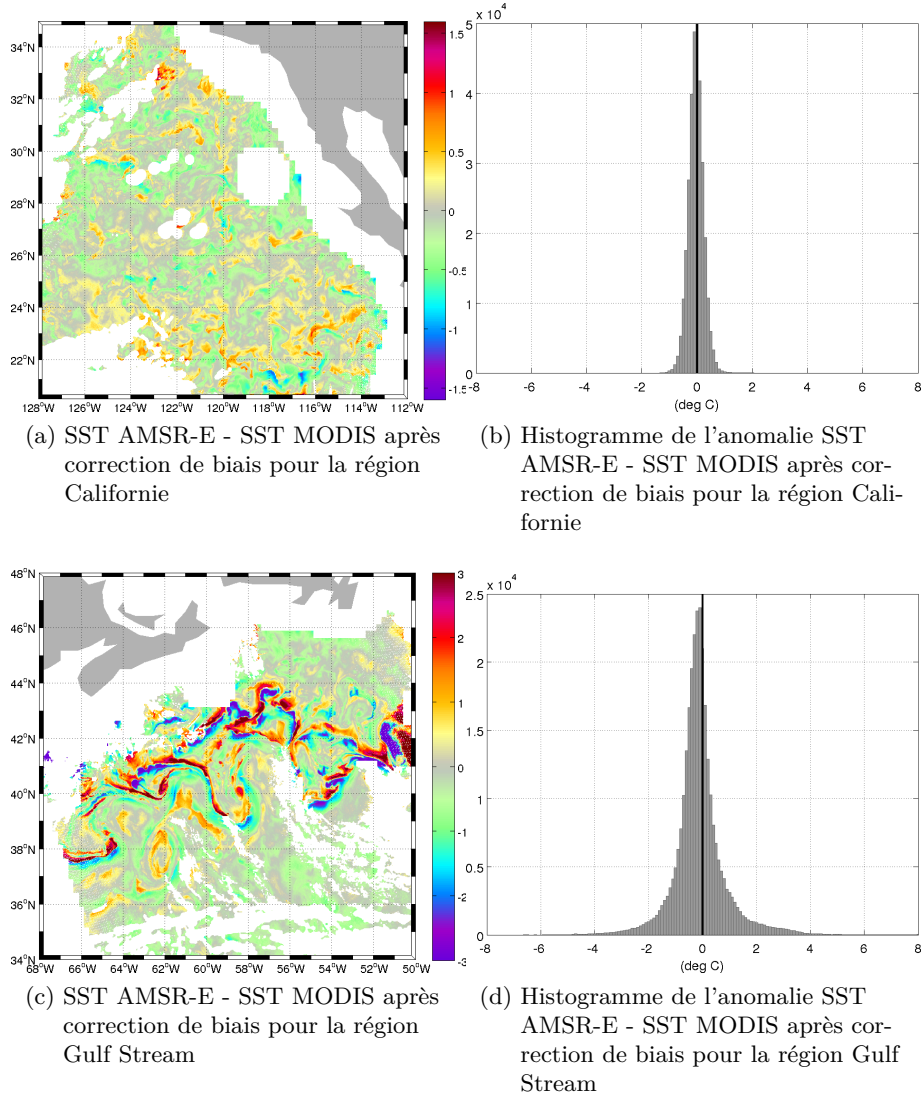
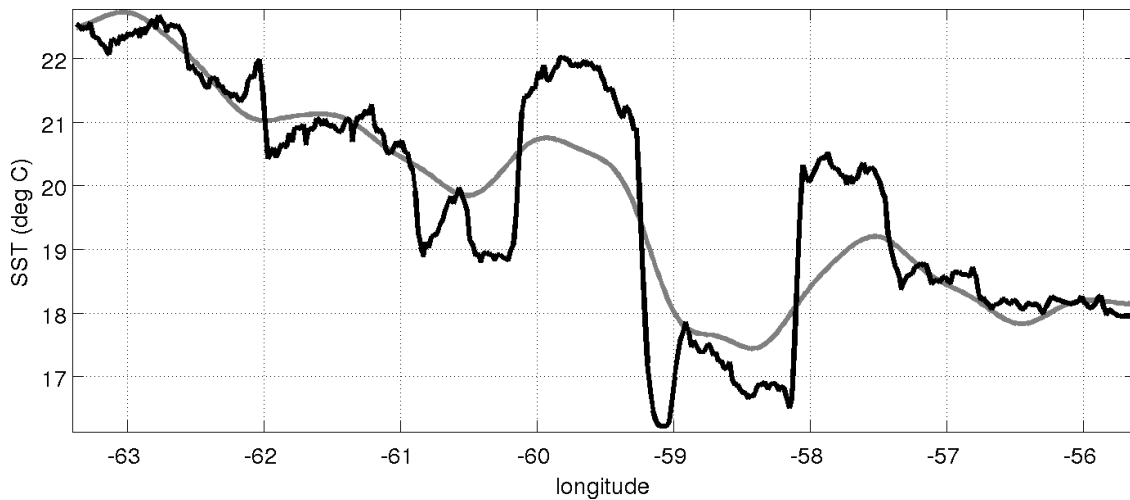
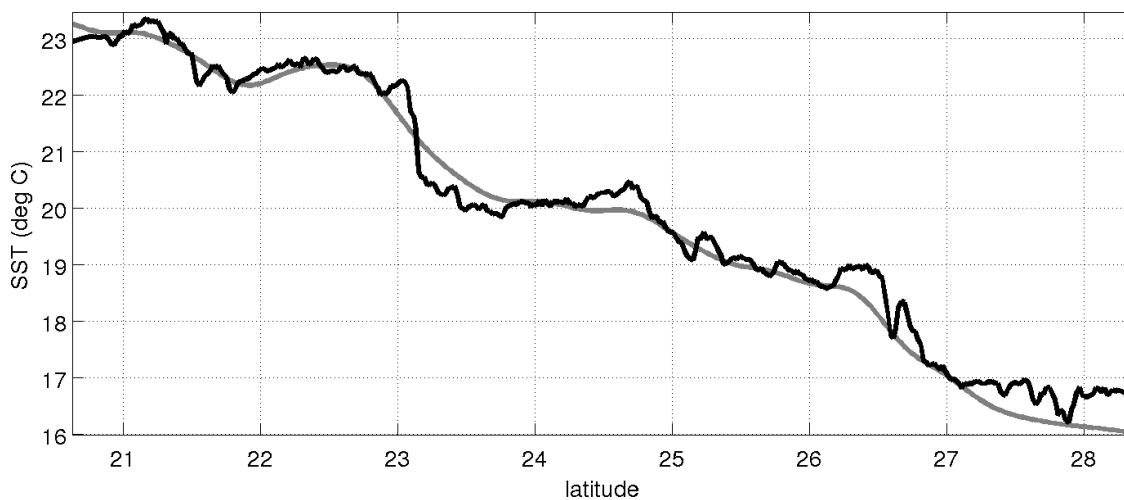


FIGURE 4.9 – Différence entre les observations de SST AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream après correction de biais grande échelle.



(a) SST MODIS (noir) et AMSR-E (gris) sur une section à la latitude 39.125°N sur la situation Gulf Stream



(b) SST MODIS (noir) et AMSR-E (gris) sur une section à la longitude 155.375°W sur la situation Californie

FIGURE 4.10 – SST MODIS (en noir) et AMSR-E (en gris) pour deux exemples de section sur chacune des situations. La section AMSR-E est issue du champ de SST AMSR-E L3 de résolution 0.25° interpolé (dans le domaine de Fourier) aux points de la grille MODIS (ici à 0.02°) .

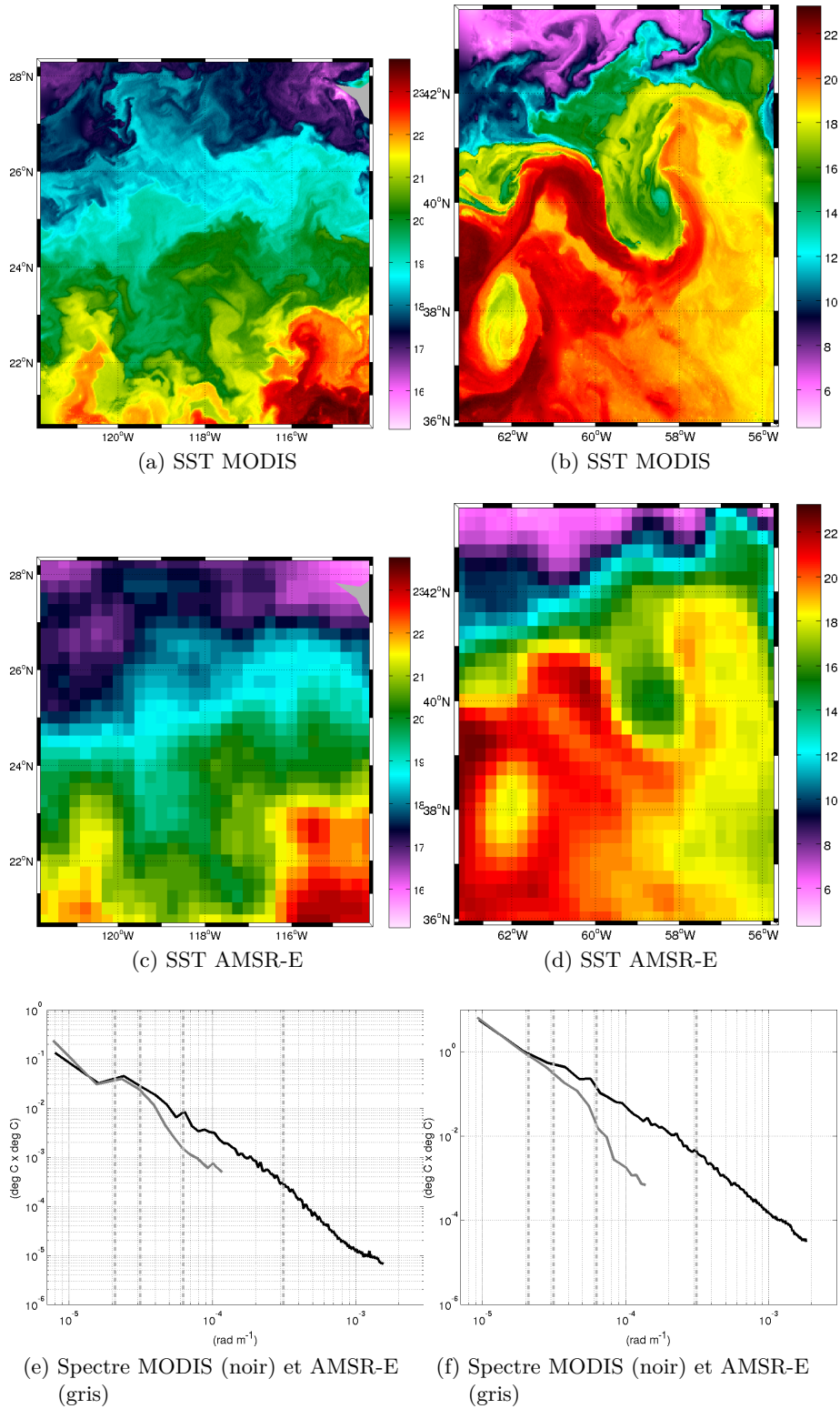


FIGURE 4.11 – Comparaison haute et basse résolution sur un zoom de chacune des situations. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.

4.2. Données

porte de 60 km, puis échantillonnage sur la grille AMSR-E, sont présentés sur la figure 4.13. Les queues des spectres sont toutefois différentes. On peut les retrouver en ajoutant un bruit gaussien sur les images lissée, comme on le voit sur la figure 4.14.

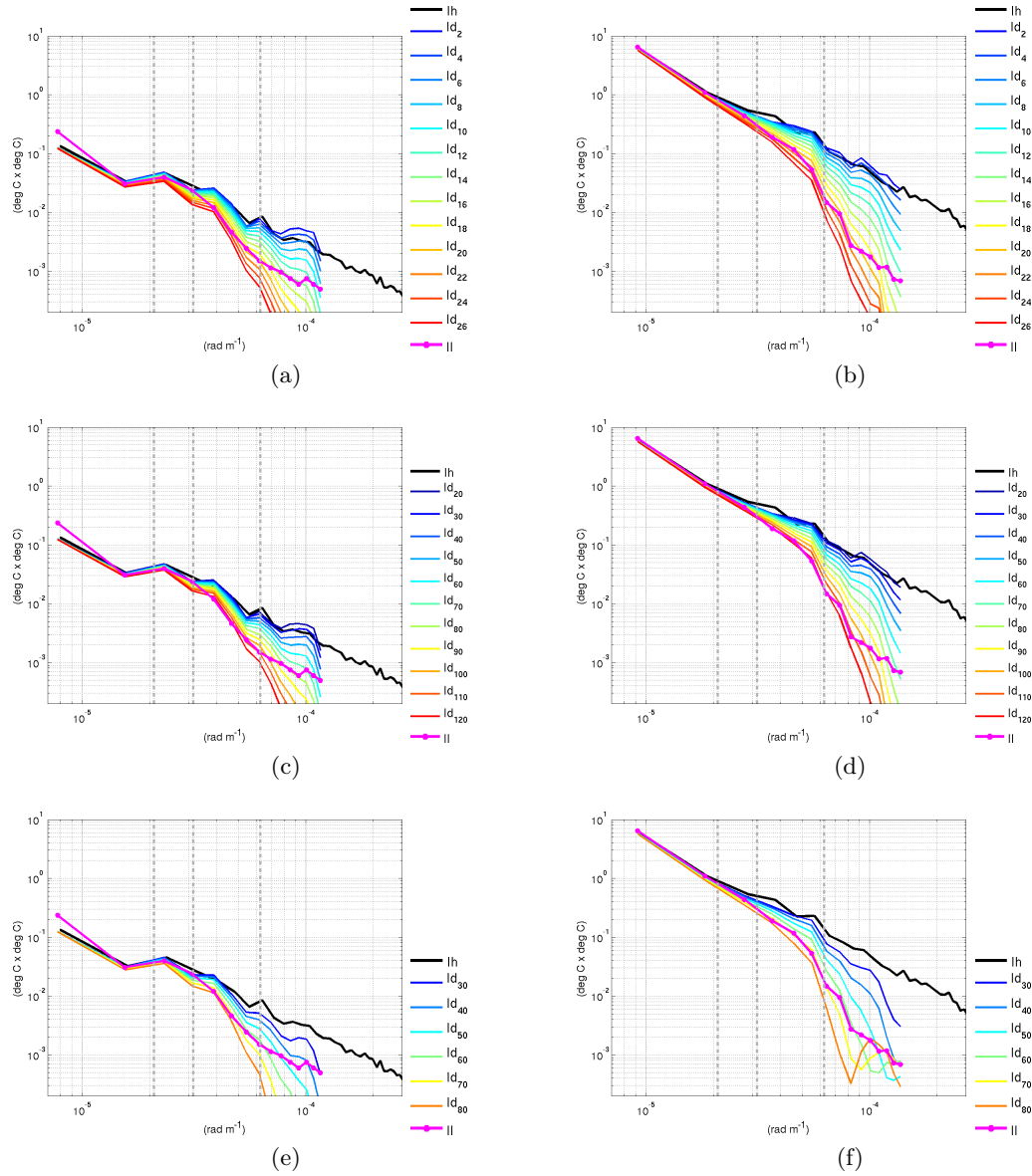


FIGURE 4.12 – Partie gauche : zone Californie, partie droite : zone Gulf Stream. De haut en bas : Spectres des SST lissés par un noyau gaussien, hanning et porte. Les spectres en noir sont les spectres de SST MODIS, en rose avec les points ceux de AMSR-E. Les couleurs représentent les lissages successifs par des tailles de noyaux (en km) différentes indiquées en légendes. Les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.

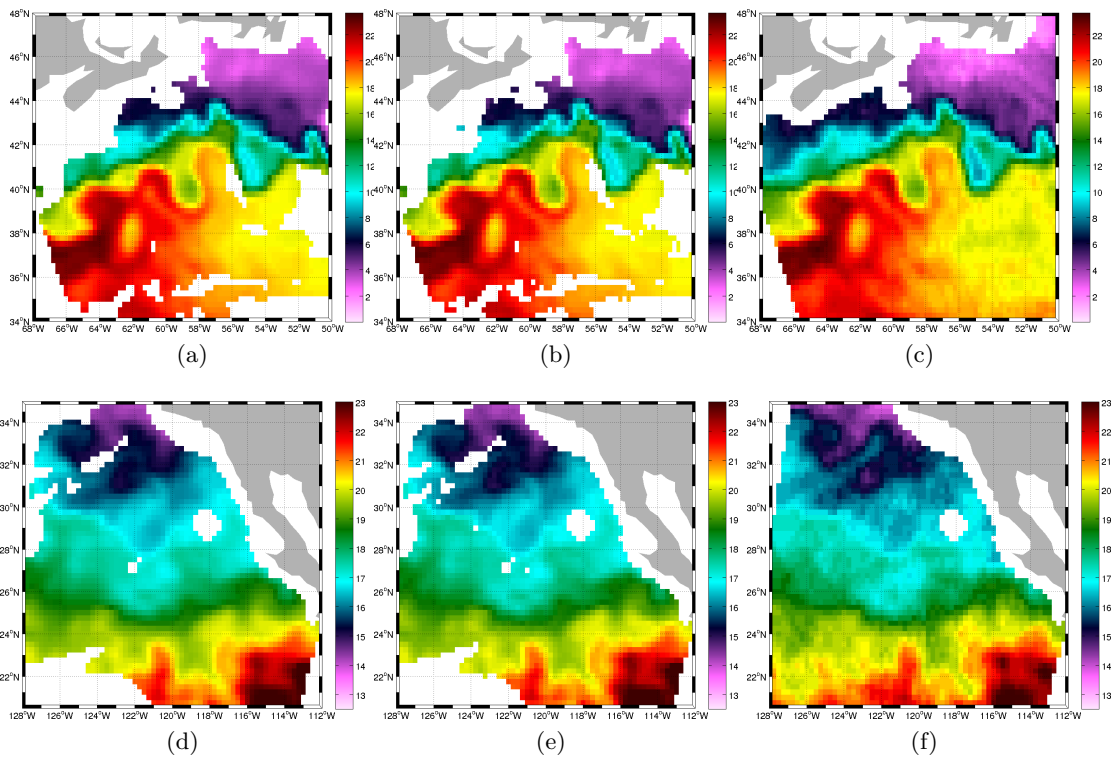


FIGURE 4.13 – En haut : zone Gulf Stream, en bas : zone Californie. De gauche à droite : SST MODIS lissée puis échantillonnée sur la grille du produit L3 AMSR-E : lissage par un noyau gaussien d'écart-type 22 km (4.13a et 4.13d), par une fonction porte de largeur 60 km (4.13b et 4.13e), et SST AMSRE (4.13c et 4.13f).

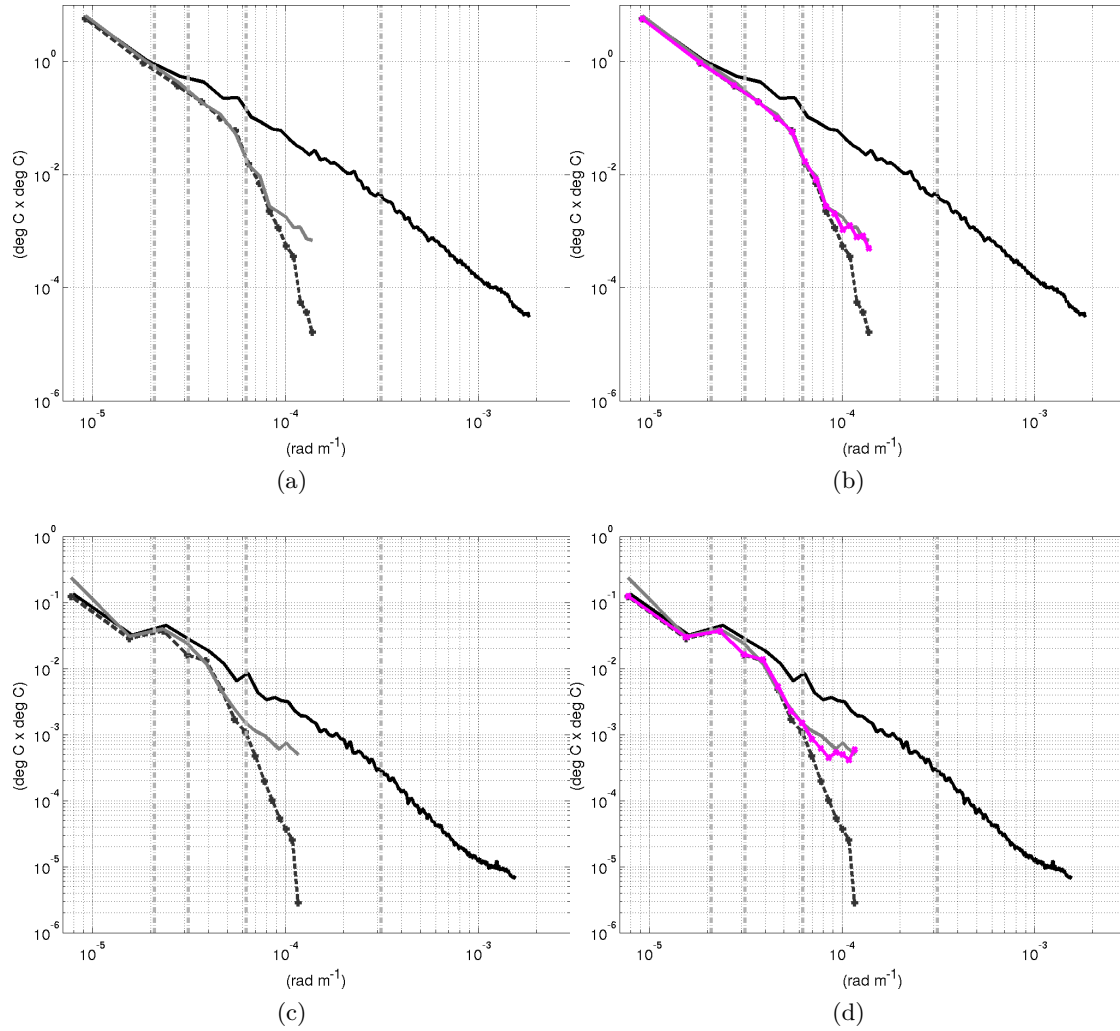


FIGURE 4.14 – Spectres des SST MODIS (noir), MODIS lissées par un noyau gaussien de 22 km (pointillés noirs) et SST AMSRE (gris), pour la zone Gulf Stream (en haut) et Californie (en bas). La courbe magenta représente le spectre de SST MODIS lissée plus un bruit gaussien de 0.1 °C. Les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.

4.3 Anomalies et gradients de SST

4.3.1 Distribution des gradients haute et basse résolution

La figure 4.15 montre les champs de gradients de SST MODIS et AMSR-E pour les situations Californie et Gulf Stream. Comme naturellement anticipé, les images MODIS présentent des structures de gradient très fines, avec des valeurs élevées comparées à celles du gradient AMSR-E. Egalement anticipé, les gradients les plus forts présents dans la haute résolution semblent se retrouver dans la basse résolution (dans une version lissée), les plus faibles ayant totalement disparu. Ce résultat confirme la croissance de la variance aux petites échelles aux abords de singularités de gradients.

Les histogrammes normalisés des gradients pour la haute et la basse résolution (interpolée sur la grille haute résolution) et pour les deux zones sont présentés figure 4.16. Les distributions gaussiennes associées sont également représentées. Les distributions associées à la haute résolution sont non gaussiennes avec des queues lourdes et beaucoup de valeurs proches de zéro. Les distributions des gradients basse résolution se rapprochent davantage d'une distribution gaussienne. La non-gaussiannité s'explique bien par l'hétérogénéité présente dans l'image, avec des régions de très faible gradient qui contribuent au renforcement d'un fort pic d'occurrence de zéros, et des zones de très forts gradients pour lesquelles les valeurs peuvent être fortes. Par rapport à une distribution Gaussienne de même variance, un très fort élançement de la distribution est donc obtenu, avec un fort alourdissement de la queue des distributions, i.e. occurrence très importantes de valeurs supérieures à la déviation standard moyenne des gradients. Ces distributions peuvent être vues comme une mixture de distributions gaussiennes. Une modélisation également proposée et utilisée dans des problèmes de super-résolution [Tappen et al., 2003] et déconvolution ([Krishnan and Fergus, 2009]) est la distribution exponentielle généralisée qui s'écrit :

$$g(x; \sigma, \lambda) = \frac{\lambda \alpha(\lambda)}{2\sigma \Gamma(\frac{1}{\lambda})} \exp \left\{ \left[-\alpha(\lambda) \left| \frac{x}{\sigma} \right| \right]^\lambda \right\} \quad (4.1)$$

avec x la variable, Γ la fonction Gamma, et $\alpha(\lambda) = \sqrt{\Gamma(3/\lambda)\Gamma(1/\lambda)}$.

Si $\lambda = 2$, la distribution $g(x; \sigma, \lambda)$ est une distribution gaussienne. Si $\lambda = 1$, la distribution $g(x; \sigma, \lambda)$ est une distribution de Laplace. [Krishnan and Fergus, 2009] propose une modélisation de la distribution des gradients par $g(x; \sigma, \lambda)$ avec un λ entre 0.5 et 0.8. La figure 4.17 présente la distribution des gradients zonaux de SST MODIS et les distributions g associées pour $\lambda = 2$, $\lambda = 1$, $\lambda = 0.8$ et $\lambda = 0.5$. Pour la zone Californie, la distribution des gradients zonaux est proche de la fonction g avec $\lambda = 0.8$ avec toutefois un pic en zéro moins élevé. Pour la zone Gulf Stream, la distribution des gradients zonaux est proche de la fonction g avec $\lambda = 0.5$, sauf en zéro. Pour les deux cas, la forme de la distribution dans les gradients très faibles est plus étalée que celle prévue par une exponentielle généralisée avec $0.5 < \lambda < 0.8$. Cet effet avec un étalement légèrement plus important pourrait être dû au bruit.

4.3.2 Champs d'anomalies de SST entre haute et basse résolution

A partir des résultats de la section 4.2.4, on peut considérer que le filtrage de la haute résolution à la basse résolution, c'est à dire de la SST MODIS à la SST AMSR-E est équivalent à un lissage gaussien d'écart-type 22 km. On peut alors s'affranchir des soucis

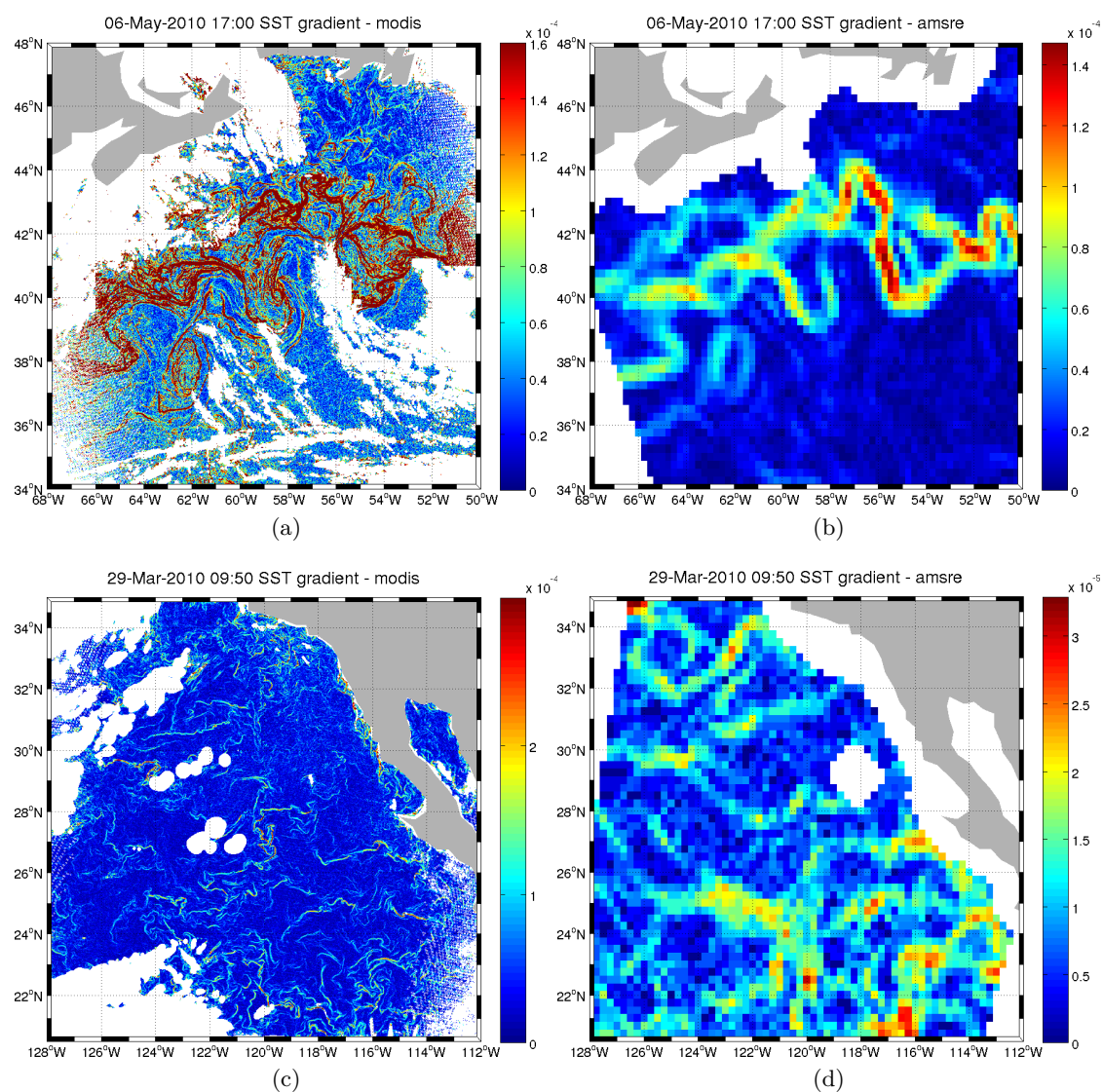


FIGURE 4.15 – Gradient de SST (en deg C / m) MODIS et AMSR-E pour la zone Gulf Stream (en haut) et la zone Californie (en bas)

4.3. Anomalies et gradients de SST

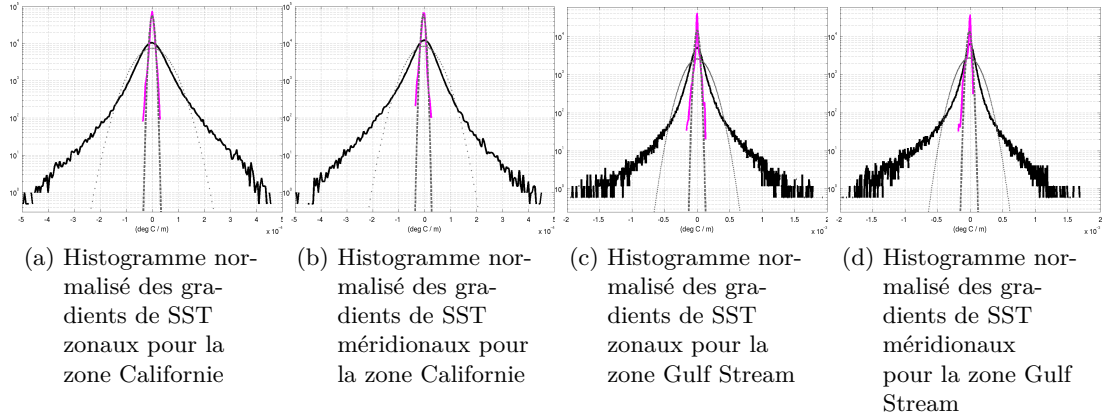


FIGURE 4.16 – Histogrammes normalisés des gradients de SST zonaux et méridionaux pour les zones Californie et Gulf Stream. Sur les quatre graphiques : histogrammes normalisés des gradients de SST MODIS (noir), AMSR-E (magenta) et gaussiennes associées aux distributions pour MODIS (pointillés gris) et pour AMSR-E (tirets gris foncés).

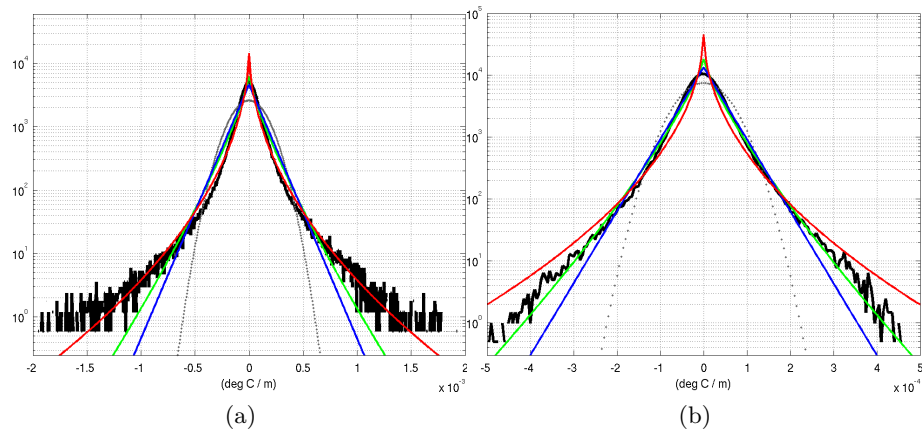


FIGURE 4.17 – Illustration de la modélisation des distributions de gradients de SST par une distribution exponentielle généralisée. Les courbes noires représentent les histogrammes normalisés des gradients zonaux de SST MODIS pour les zones Gulf Stream (4.17a) et Californie (4.17b). Les distributions gaussiennes associées sont représentées par les courbes grises en pointillés. Sont également représentées les distributions exponentielles généralisées (4.1) avec $\lambda = 1$ (bleu), $\lambda = 0.8$ (vert) et $\lambda = 0.5$ (rouge).

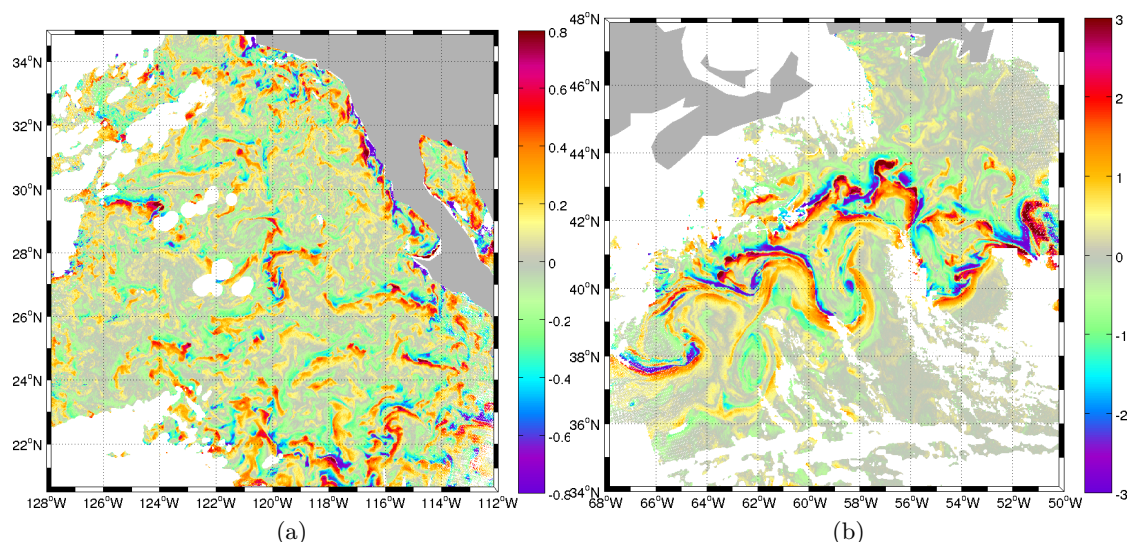


FIGURE 4.18 – Champs des différences de SST entre la haute résolution MODIS et la basse résolution (SST MODIS lissée par une gaussienne d'écart-type 22 km), pour la situation Californie 4.18a et Gulf Stream 4.18b

de biais grande échelle et du bruit pixel en travaillant sur une basse résolution résultant du lissage de la haute résolution.

Les cartes d'anomalies correspondant à la haute moins la basse résolution sont présentées figure 4.21. Celles des gradients de SST de la « nouvelle » basse résolution sont présentées sur la figure 4.19. Les structures de fines échelles visibles sur les champs haute résolution sont mises en évidence sur les champs d'anomalies de SST, appelés souvent par la suite « détail ». Les spectres du détail (sur les deux zooms présentés dans la section précédente) sont estimés et tracés sur la figure 4.20. Ces spectres montrent bien la contribution des détails dans la bande 100-200 km et en dessous de 60 km, le spectre du détail colle parfaitement au spectre de la SST haute résolution, avec une pente proche de -2, caractéristique des fronts.

Les distributions des anomalies sont de la même forme que celles des gradients, avec des queues lourdes et un fort pic d'occurrences en zéro. Cet effet est toutefois moins marqué sur la zone Californie, la zone étant en effet plus homogène en terme de gradients. Comme on peut le voir sur les figures 4.21 et 4.19, plus le gradient basse résolution est fort, plus les anomalies sont élevées. La relation se quantifie de façon évidente sur les graphiques de la figure 4.22.

4.3. Anomalies et gradients de SST

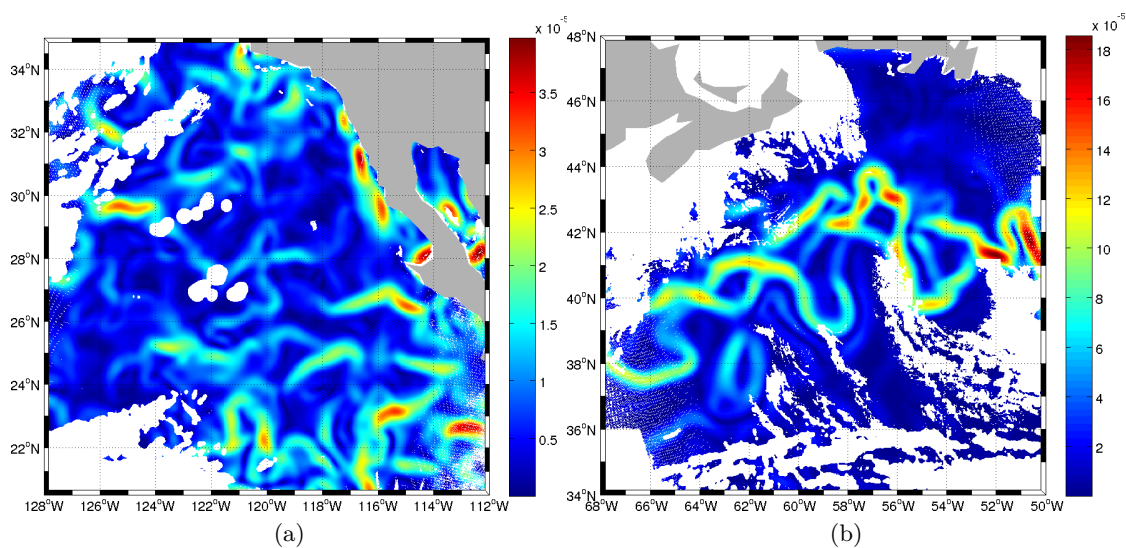


FIGURE 4.19 – Gradient de SST (en deg C / m) MODIS lissée pour la situation Californie (à gauche) et Gulf Stream (à droite).

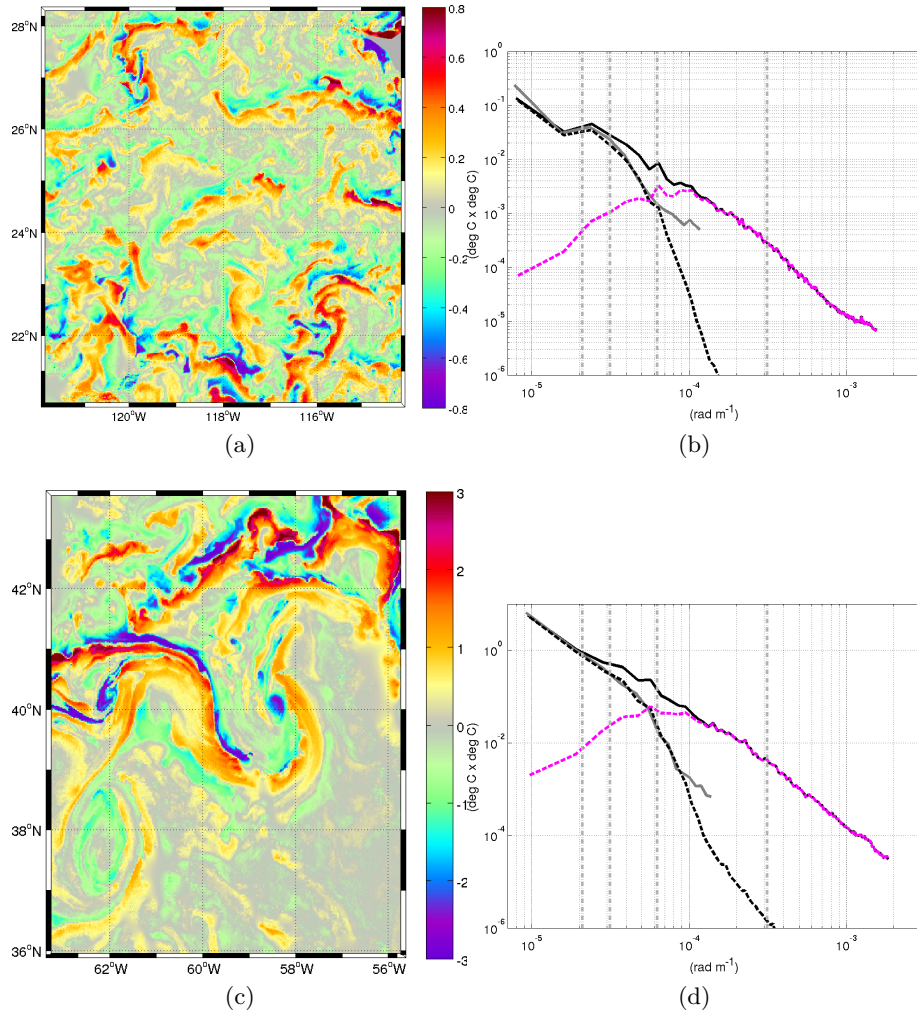


FIGURE 4.20 – Champs et spectres des différences de SST entre la haute résolution MODIS et la basse résolution (MODIS lissée par une gaussienne d'écart-type 22 km). Anomalies sur le zoom Californie 4.20a et sur le zoom Gulf Stream 4.20c. 4.20b et 4.20d : Spectres de la SST MODIS (noir), MODIS lissée (pointillé noir), AMSR-E (gris) et anomalies (magenta) pour les zones Californie et Gulf Stream respectivement. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.

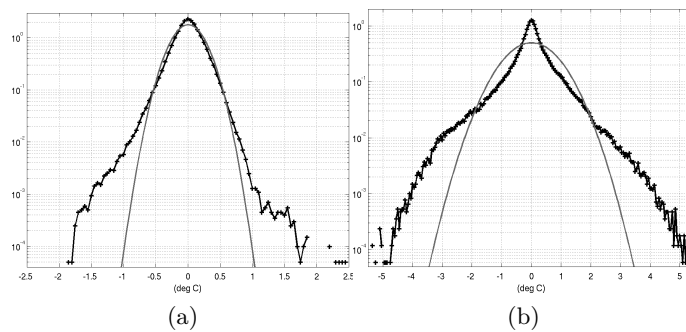


FIGURE 4.21 – Distribution des anomalies de SST entre haute et basse résolution pour la zone Californie (à gauche) et Gulf Stream (à droite)

4.3. Anomalies et gradients de SST

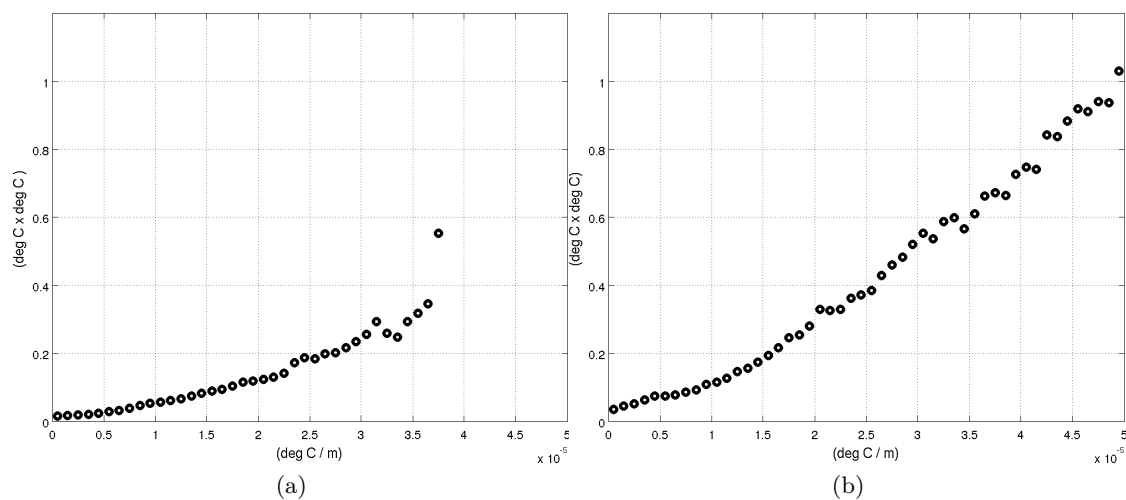


FIGURE 4.22 – Anomalies (au carré) de SST en fonction du gradient basse résolution pour la Californie (à gauche) et le Gulf Stream (à droite)

4.4 Reconstruction par à priori sur les gradients

4.4.1 Rappel

Si des fronts marqués, des filaments, apparaissent dans le champ de traceurs, une discontinuité locale centrée en (x_m, y_m) , orientée selon l'axe des y , peut s'écrire :

$$\frac{\partial I}{\partial x} = \Lambda(y)\delta(x - x_m) \quad (4.2)$$

avec δ la fonction Dirac, x_m la position du front selon l'axe x , $\Lambda_m(x)$ une fonction continue non nulle sur un intervalle l_m centré sur x_m , i.e. l_m représente la longueur du front. Pour un ensemble de discontinuités, l'amplitude de Fourier est :

$$\hat{I}_k = -i \sum_m \frac{e^{-i\mathbf{k}_n x_m}}{\mathbf{k}_n} \int_{l_m} \Lambda_m(y) e^{-i\mathbf{k}_t y} dy \quad (4.3)$$

avec \mathbf{k}_n et \mathbf{k}_t , les projections selon la normale et le long du front centré en (x_m, y_m) . Ainsi, l'amplitude d'un coefficient de Fourier varie en $1/k$, et le spectre sera proche d'une variation en $1/k^2$. Pour trouver une forme plus exacte du spectre, la moyenne sur les différentes variables aléatoires (positions, longueurs et orientations des fronts) doit être considérée. On peut supposer que les positions (x_m, y_m) sont uniformément distribuées pour donner :

$$\langle \hat{I}_k^2 \rangle = N \langle \left| \frac{1}{(\mathbf{k}_n)^2} \int_{l_m} \Lambda_m(y) e^{-i\mathbf{k}_t y} dy \right|^2 \rangle \quad (4.4)$$

avec N , le nombre de fronts par unité d'aire. Le résultat final dépend alors de la distribution angulaire des fronts, de leur longueur moyenne et de la forme Λ de la discontinuité. Pour une distribution angulaire isotrope, on trouve :

$$\langle \hat{I}_k^2 \rangle = \frac{NL}{(\mathbf{k})^2} [\langle (\bar{\Lambda})^2 \rangle + \frac{2L^2}{3} \langle (\Lambda')^2 \rangle] \quad (4.5)$$

avec $\bar{\Lambda}l_m = \int_{l_m} \Lambda(y) dy$ et $L = \langle l_m \rangle$. L est la taille moyenne des fronts. Ce spectre d'un ensemble de discontinuités aléatoirement réparties en taille et direction suivra donc bien une variation proche de $1/k^2$. A remarquer, des spectres de formes et niveaux similaires peuvent être obtenus en ajustant de manière adéquate le nombre et la taille moyenne des discontinuités. Cet aspect sera discuté à la section suivante.

4.4.2 Introduction

Le paragraphe 4.2.4 montre qu'on passe de la haute à la basse résolution par un filtre lisseur. En premier lieux, cela modifie le spectre dont la pente passe de -2.3 à -4.5 pour le zoom Gulf Stream par exemple. Le filtre agit ainsi dans l'espace spectral comme un filtre en $1/k$ jusqu'à plus de 200 km. Un filtre inverse possible serait une multiplication par k

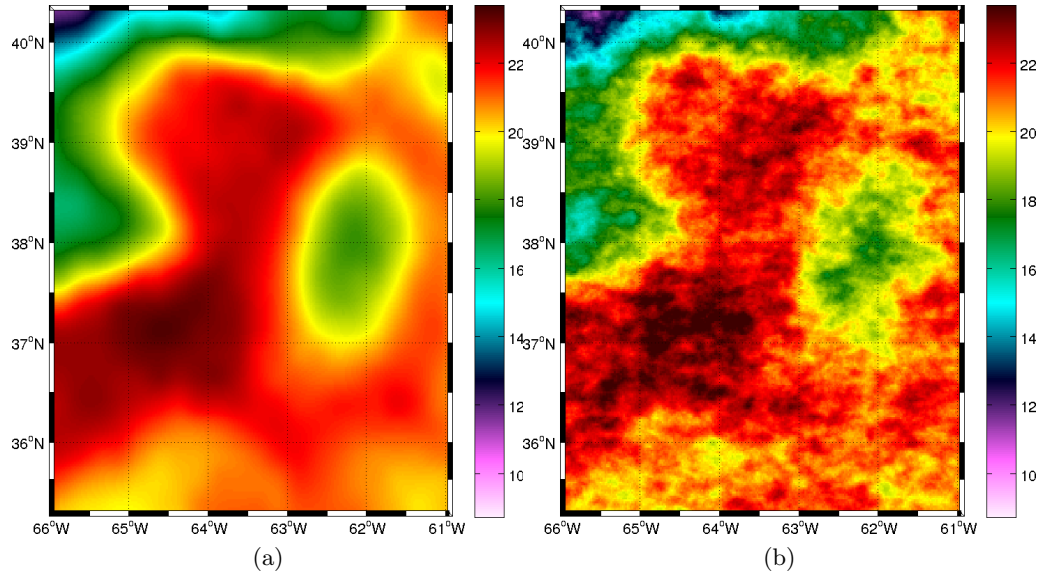


FIGURE 4.23 – SST basse résolution (4.23a) à laquelle on ajoute l'énergie manquante (c'est à dire l'énergie des anomalies) mais avec une phase aléatoire (4.23b). L'image 4.23b a exactement le même spectre que l'image de SST haute résolution mais sans information de phase, l'énergie n'est pas placée aux « bons endroits ».

dans l'espace spectral. Avec le rappel précédent, ce filtre doit, en particulier, permettre d'amplifier les fronts gommés par lissage. Ainsi, ce filtre ne doit-il pas se contenter d'ajouter de l'énergie de manière indifférente sur l'ensemble de l'image. Sans chercher à contraindre l'information sur la phase (et donc le positionnement des fronts), on peut certainement obtenir une image qui a le « bon » spectre, c'est le cas par exemple de l'image reconstruite présentée figure 4.23b, mais qui ne ressemble pas à l'exemple de l'image réelle de haute résolution. Cet exemple présenté figure 4.23 avec la phase ici aléatoire illustre l'importance de cette information pour essayer de contraindre la reconstruction.

La méthode choisie propose d'utiliser l'information de phase contenue dans la basse résolution et d'estimer la part de variance qui est associée aux gradients visibles dans la basse résolution. En effet, le filtre lisseur atténue les fronts les plus forts et fait disparaître les plus faibles, comme on le voit sur les sections présentées figure 4.10. Toutefois les fronts les plus forts sont encore présents dans la basse résolution et sont en phase avec les gradients forts de la haute résolution (on reviendra sur ce point dans le chapitre suivant). Comme on l'a vu dans la section précédente, une part significative de l'information ajoutée par la haute résolution est contenue dans les zones de gradients forts visibles dans la basse résolution.

La méthode proposée est fondée sur le réhaussement des gradients de basse résolution. Une approche possible est le réhaussement de contours à partir de la résolution d'équations aux dérivées partielles comme notamment [Guichard and Morel, 2003] et [Rudin, 1987] qui proposent un réhaussement par filtre de choc, un détecteur de contours étant implicitement défini dans l'équation. [Osher and Rudin, 1990] proposent de renforcer la netteté d'une image I par $(\partial I(.,t)/\partial t = -\text{sign}(\Delta I) |\nabla I|$. Ces méthodes ne prennent cependant pas en compte une possible relation entre la basse résolution et la haute résolution.

La méthode adoptée ici s'inspire du réhaussement par à priori sur les gradients, comme proposé par [Sun et al., 2011]. Le principe est basé sur la construction d'une fonction de transfert entre gradients basse résolution et gradients haute résolution, ce qui permet de construire un champ de gradients « pseudo haute résolution » à partir duquel on reconstruit un champs de SST.

4.4.3 Profils de gradient et reconstruction d'un champ de gradient haute résolution

On définit le profil de SST ou profil de gradient de SST en un point de l'image comme une section de l'image dans la direction du gradient et centrée sur ce point. La figure 4.24 présente des profils de SST et de gradient de SST MODIS, MODIS lissée et AMSR-E (suréchantillonnée) pour quatre points localisés sur les figures 4.24i à 4.24k. Ces graphiques illustrent de nouveau le degré de lissage en terme de SST et en terme de gradient avec des profils de gradients haute résolution très fins avec une valeur forte sur le front par rapport à ceux de la basse résolution (SST MODIS lissée ou AMSR-E) plus faibles et plus étalés.

4.4.3.1 Modélisation de profils

Pour expliquer le principe, reprenons le cas simple, présenté par [Sun et al., 2011], d'une image avec un front défini par une marche selon l'axe des x (front aligné avec l'axe y). La marche fait passer la valeur de l'image de a à b . On fixe $dx = 1$ et $dy = 1$. Cette image convoluée par un noyau $K(x, y)$, peut être définie comme :

$$I(x, y) = K(x, y) * [(b - a)H(x) + a] \quad (4.6)$$

avec $H(x)$ la fonction de Heaviside égale à 1 pour $x \geq 0$ et égale à 0 pour $x < 0$. Le gradient de l'image s'écrit alors :

$$\nabla I(x, y) = K(x, y) * \nabla[(b - a)H(x) + a] \quad (4.7)$$

$$= K(x, y) * \partial_x((b - a)H(x) + a), 0 \quad (4.8)$$

$$= (b - a)K(x, y) * \delta(x), 0 \quad (4.9)$$

$$= \left\{ (b - a) \int K(x, y) dy, 0 \right\} \quad (4.10)$$

Dans ce cas, le profil de gradient est une ligne orthogonale au front et le profil de gradient normalisé est l'intégrale du noyau K le long du front. Le profil est donc ici uniquement déterminé par le noyau lui-même. Dans le cas simple où le noyau K est un noyau gaussien, $G(x, y; \sigma)$, le profil de gradient sera une Gaussienne $G(x; \sigma)$. [Sun et al., 2011] propose de modéliser les profils de gradient par la fonction de densité d'une distribution exponentielle généralisée $g(x; \sigma, \lambda)$ définie equation 4.1. L'estimation des paramètres de la fonction se font dans son cas par apprentissage sur un grand nombre d'images de résolutions différentes. Dans notre cas, l'approche peut se simplifier si on admet que l'on connaît le noyau passant de la haute à la basse résolution.

4.4. Reconstruction par à priori sur les gradients

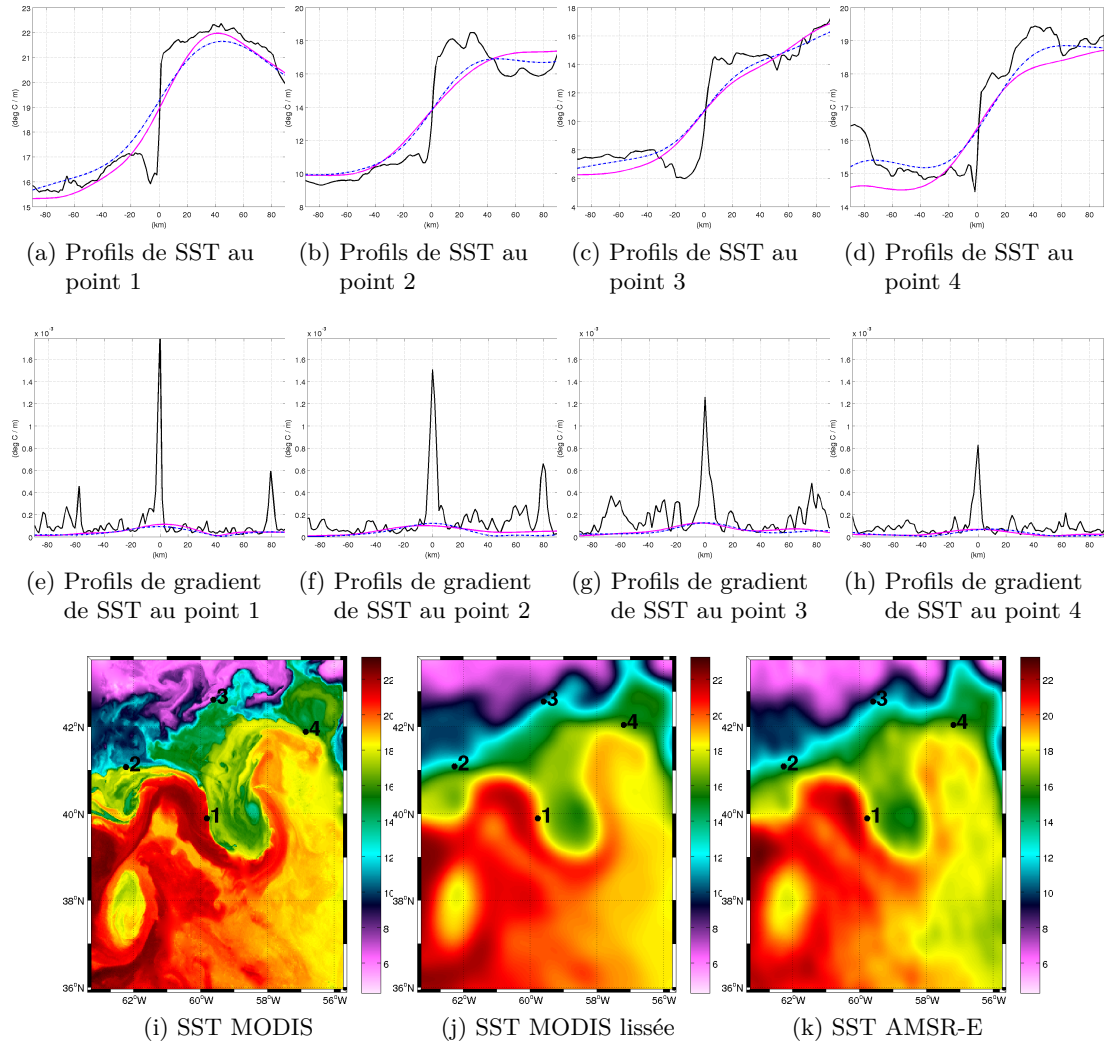


FIGURE 4.24 – Profils de SST MODIS (noir), MODIS lissée (magenta) et AMSR-E (bleu) et de gradients de SST (avec les mêmes couleurs) sur les 4 points exemples montrés sur les cartes représentant les trois champs de SST, de gauche à droite : MODIS, MODIS lissée, AMSR-E.

Malgré la complexité des formes de fronts visibles sur les images de SST, des tests de différentes valeurs de λ ont conduit à privilégier la modélisation par une simple Gaussienne dans une première approche. L'image que l'on souhaite reconstruire est l'image haute résolution I_h . On suppose I_h comme étant l'image vraie I convoluée par un noyau gaussien $G(x, y, \sigma_h)$ et l'image basse résolution I_l comme étant I convoluée par un noyau gaussien $G(x, y, \sigma_l)$. Reprenons l'exemple de la marche. On peut définir I_h et I_l comme :

$$I_h(x, y) = G(x, y; \sigma_h) * I(x, y) \quad (4.11)$$

$$I_l(x, y) = G(x, y; \sigma_l) * I(x, y) \quad (4.12)$$

Et comme on fait l'hypothèse que I_l est le résultat de la convolution de I_h par un noyau gaussien $G(x, y, \sigma)$ (avec σ de l'ordre de 22 km), on peut écrire :

$$I_l(x, y) = G(x, y; \sigma) * I_h(x, y) \quad (4.13)$$

$$\nabla I_l(x, y) = \left\{ \begin{array}{c} \frac{\partial I_l(x, y)}{\partial x} \\ \frac{\partial I_l(x, y)}{\partial y} \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{c} G(x, y; \sigma) * \frac{\partial I_h(x, y)}{\partial x} \\ 0 \end{array} \right\} \quad (4.14)$$

Notons $p_l(x; x_0)$ et $p_h(x; x_0)$ respectivement les dérivées selon x , en x_0 des images $I_l(x, y)$ et $I_h(x, y)$, c'est à dire les profils de gradient en x_0 .

$$p_h(x; x_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_h} e^{-\frac{d(x, x_0)^2}{2\sigma_h^2}} \quad (4.15)$$

$$p_l(x; x_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_l} e^{-\frac{d(x, x_0)^2}{2\sigma_l^2}} \quad (4.16)$$

$$= \frac{1}{\sqrt{2\pi(\sigma_h^2 + \sigma^2)}} e^{-\frac{d(x, x_0)^2}{2(\sigma_h^2 + \sigma^2)}} \quad (4.17)$$

Le modèle de transformation d'un profil basse résolution $p_l(x; x_0)$ à un profil haute résolution $p_h(x; x_0)$ s'écrit :

$$r(x; x_0) = \frac{p_h(x; x_0)}{p_l(x; x_0)} \quad (4.18)$$

$$= \frac{\sigma_l}{\sigma_h} e^{-\frac{d(x, x_0)^2}{2} \left(\frac{1}{\sigma_h^2} - \frac{1}{\sigma_l^2} \right)} \quad (4.19)$$

et dans notre cas $\sigma_h^2 = \sigma_l^2 - \sigma^2$.

La largeur des profils σ_l est estimée par minimisation. En reprenant l'exemple de la marche selon l'axe x , sans aucune variation de température le long de l'axe y , le profil reconstruit à partir du profil lissé colle parfaitement au profil haute résolution. Sur des images réelles de SST, le profil lissé peut être « polué » par la prise en compte d'autres structures (autres gradients forts), présentes dans la fenêtre de lissage, même si le noyau gaussien retenu ici exerce une pondération en fonction de la distance. On ne retrouve donc pas exactement le gradient haute résolution, celui-ci étant de plus bruité.

4.4.3.2 Reconstruction du champ de gradient

La première étape consiste à sélectionner les fronts de la basse résolution que l'on va réhausser. Le champ étant déjà très lisse, les fronts ont simplement été déterminés par seuil sur la valeur de gradient. Une technique plus sophistiquée basée sur l'analyse d'histogramme ([CAYULA and Cornillon, 1992]) serait à tester. Une deuxième étape transforme les profils de gradients associés à chaque point des fronts sélectionnés. Le champ de gradients ainsi obtenu pour le zoom Gulf Stream est représenté figure 4.25c. L'étape suivante consiste à reconstruire un champs de SST à partir du champ de SST basse résolution et du nouveau champ de gradient. Cette étape est exposé dans le paragraphe suivant.

4.4.4 Reconstruction d'image à partir d'un champ de gradient

La reconstruction du champs de SST consiste à minimiser une fonction objective prenant en compte une contrainte de reconstruction sur l'image et une contrainte sur le gradient de l'image. La contrainte sur l'image mesure la différence entre la haute résolution lissée et la basse résolution. Cette fonction peut s'écrire :

$$\int \int (I_h(x, y) * G(x, y) - I_l(x, y))^2 + \beta \left\| \nabla I_h(x, y) - \nabla \tilde{I}_h(x, y) \right\|^2 dx dy \quad (4.20)$$

avec β une constante qui balance la contrainte sur l'image et la contrainte sur le gradient, $I_h(x, y)$ et $I_l(x, y)$ les images haute et basse résolution respectivement, $G(x, y)$ le noyau lisseur. La minimisation peut se faire par plusieurs méthodes. On en citera deux. La première est la méthode utilisée par [Sun et al., 2011] utilisant une descente de gradient. Celle-ci a été testée mais le nombre d'itérations nécessaires pour approcher la solution a donné l'avantage à une deuxième méthode dans le domaine de Fourier ([Bhat et al., 2008], [Xu et al., 2013]). La fonction I_h qui minimise l'intégrale satisfait l'équation d'Euler-Lagrange et le développement conduit à la solution :

$$I_h = F^{-1} \frac{\overline{F(G)} F(\tilde{I}_l) + \beta (-ik_x F(\frac{\partial \tilde{I}_h}{\partial x}) - ik_y F(\frac{\partial \tilde{I}_h}{\partial y}))}{\|F(G)\|^2 + \beta (k_x^2 + k_y^2)} \quad (4.21)$$

La solution obtenue est présentée figure 4.25f. Le champ d'anomalie entre la haute résolution reconstruite et la basse résolution initiale est présenté figure 4.25h, le spectre obtenu figure 4.26. La solution proposée est également présentée sur la même section que figure 4.10, sur le graphique 4.27. Ces figures montrent la méthode proposée permet de retrouver une part importante de la variance de la haute résolution. Une grande partie du détail est reconstruite et le spectre rejoint le spectre haute résolution jusqu'à 10 km. La section montre les fronts réhaussés. Bien sûr, les fronts qui n'étaient pas visibles (ou qui n'auraient pas été détectés) sur l'image de basse résolution ne changent pas. Le front intense entre 59°W et 58°W a toutefois été trop réhaussé, un modèle de transformation des profils plus avancé (technique d'apprentissage) permettrait certainement de restituer des profils haute résolution et donc un champ de gradient haute résolution plus proches de la vérité.

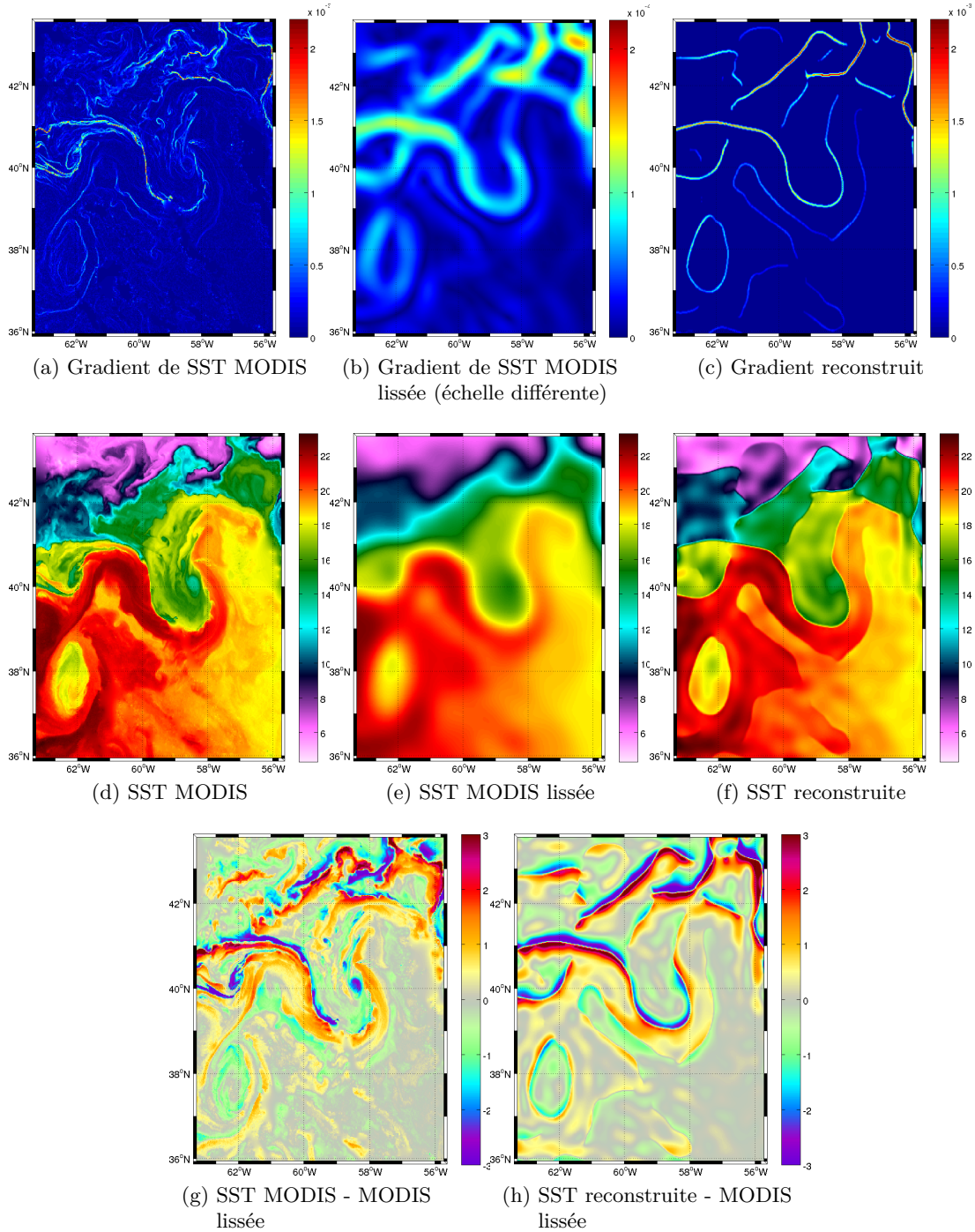


FIGURE 4.25 – Gradients de SST et SST MODIS, MODIS lissée et reconstruite (figures 4.25a à 4.25f). Anomalies entre SST MODIS et SST MODIS lissée (4.25g) et entre SST MODIS et SST reconstruite (4.25h).

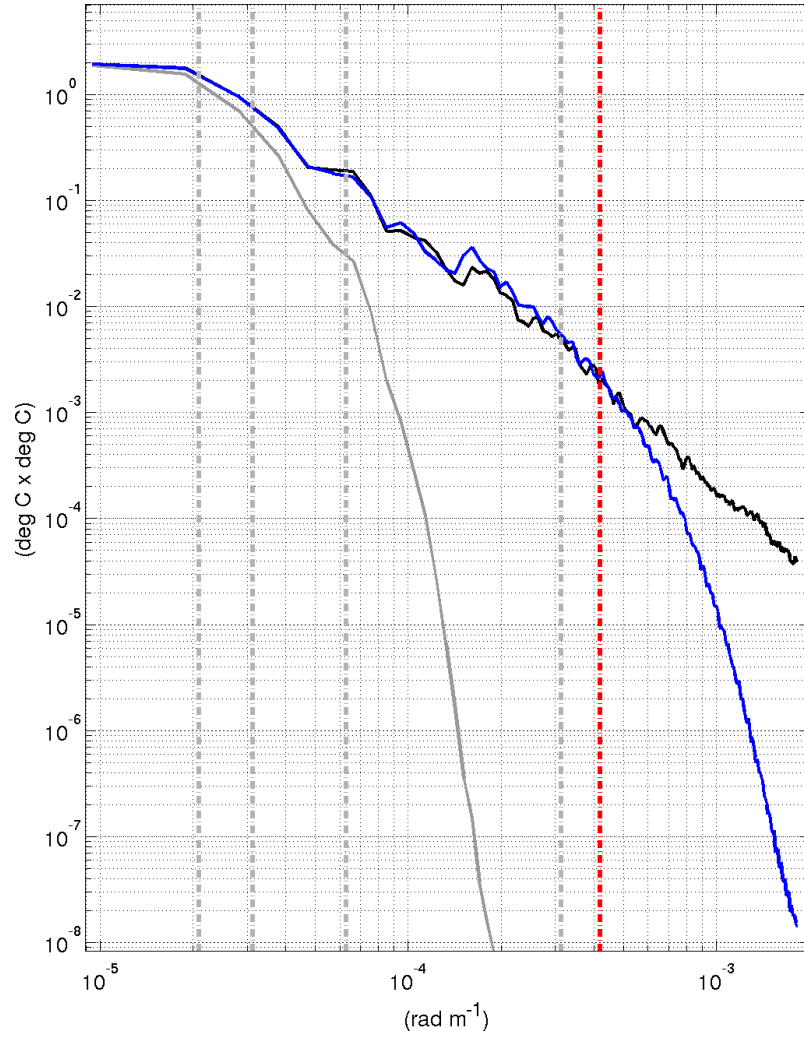


FIGURE 4.26 – Spectre de SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris), reconstruite (bleu). Les traits verticaux en pointillés gris correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km. Le trait en pointillés rouges correspond à 15 km.

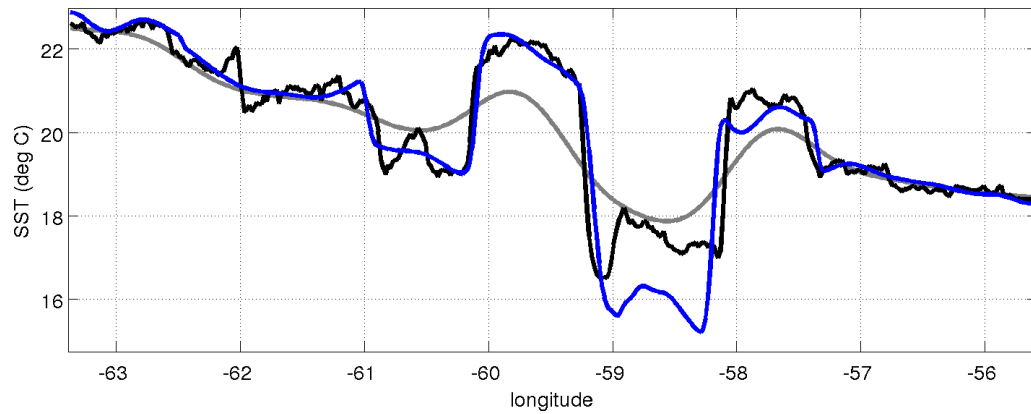


FIGURE 4.27 – Section de SST à la latitude 39.125°N. SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris) et reconstruite (bleu).

4.5 Reconstruction Lagrangienne

4.5.1 Rappel

La méthode proposée s'est appuyée sur le renforcement des fronts sur des observations contemporaines. Toutefois, ces observations instantanées résultent d'une évolution temporelle du traceur sous l'action de la dynamique océanique et de la possible modification des flux externes. En considérant des évolutions sur des durées courtes comparées à celles des variations de flux, c'est la dynamique océanique sous-jacente qui domine la formation et l'évolution des motifs observés. En particulier, les déplacements successifs d'un traceur, résolu sur une grille initialement peu dense, peuvent induire une déformation assez explosive en un temps fini ([Welander, 1955]). Des étirements du traceur apparaissent avec la formation de filaments et de fronts à des échelles beaucoup plus petites que la résolution initiale. Cette technique dite Lagrangienne peut donc également s'utiliser pour renforcer dynamiquement les gradients de basse résolution (e.g. [Dencausse et al., 2014], [Berti and Lapeyre, 2014]).

Pour illustrer cette technique dynamique, un traceur c à une position finale \mathbf{x} au temps t peut, en théorie, être associé à la combinaison :

$$c(\mathbf{x}, t) = \int c(\mathbf{x}_i, t_0) \delta(\mathbf{x}_i + \xi(\mathbf{x}_i, t_0) = \mathbf{x}) d\mathbf{x}_i \quad (4.22)$$

avec $\xi(x, t) = \int_{t_0}^t U(\tau, \mathbf{x} + \xi(x, \tau)) d\tau$, le déplacement intégré de la trajectoire entre positions initiale et finale. En utilisant une résolution initiale très faible, le problème peut se simplifier en ne considérer qu'un chemin possible unique, tel que

$$c(\mathbf{x}, t) = c(\mathbf{x}_0, t_0) \delta(\mathbf{x}_0 + \xi(\mathbf{x}_0, t) = \mathbf{x}) \quad (4.23)$$

La nature des trajectoires est caractérisée par une marche aléatoire, selon la distribution spatio-temporelle des vitesses, et le gradient local au temps final peut possiblement dépendre de la différence entre des valeurs du traceur initialement très éloignées spatialement. Ces valeurs du traceur à des positions initialement très éloignées peuvent alors être très fortes, et conduire à de forts gradients. Dans l'espace de Fourier, la relation s'écrit :

$$c(\mathbf{x}, t) = \int \hat{c}(\mathbf{k}) e^{-i\mathbf{k}(\mathbf{x}_0 + \xi(\mathbf{x}_0, t_0)) + \epsilon(\mathbf{k})} d\mathbf{k} \quad (4.24)$$

avec $c(\mathbf{k})$, coefficient de Fourier, $\epsilon(\mathbf{k})$, phase aléatoire uniformément distribuée. Comme obtenu, la reconstruction Lagrangienne se caractérise effectivement par une modification de la phase des coefficients de Fourier du champ de traceur au temps t_0 . En considérant une intégration temporelle de durée courte, le champ de déplacement est petit, et un développement limité de la phase est possible, soit

$$c(\mathbf{x}, t_0 + dt) = c(\mathbf{x}_0, t_0) - \int i\mathbf{k}\xi(\mathbf{x}_0, t_0) e^{-i\mathbf{k}\mathbf{x}_0 + \epsilon(\mathbf{k})} d\mathbf{k} \quad (4.25)$$

qui permet de comprendre le flux d'énergie vers les petites échelles, avec un facteur d'amplification qui dépend des interférences positives entre le champ des déplacements ξ et

4.5. Reconstruction Lagrangienne

les gradients successifs du traceur qui se forment. En effet, si le champ de déplacements possède initialement une composant de Fourier en \mathbf{k}_1 une interférence positive en $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}$ avec le champ de gradient du traceur peut se produire au temps $t_0 + dt$. Pour un champ de vitesse invariant dans le temps, les déplacements successifs, après n itérations conduiront alors à l'émergence possible de nombres d'onde $n\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}$.

Cette croissance s'exprime plus directement en reprenant l'évolution spatio-temporelle du traceur comme

$$\frac{\partial C(\mathbf{x}, t)}{\partial t} + \mathbf{U}(\mathbf{x}, t) \cdot \vec{\nabla} C(\mathbf{x}, t) \quad (4.26)$$

avec $\mathbf{U}(\mathbf{x}, t)$, vitesses telles que $\xi(x, t) = \int_{t_0}^t U(\tau, \mathbf{x} + \xi(x, \tau)) d\tau$. En considérant l'évolution du vecteur gradient orienté le long d'une iso-ligne du traceur, $\mathbf{B} = (-\partial C / \partial y, \partial C / \partial x)$, on obtient la relation

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \vec{\nabla} \wedge (\mathbf{U} \wedge \mathbf{B}) \quad (4.27)$$

qui coïncide avec l'évolution du champ électromagnétique en magnéto-hydrodynamisme. Seule la composante de vitesse normale à l'iso-ligne du traceur contribue à une évolution temporelle. Si l'on décompose le champ de vitesses en composantes normales et tangentes aux iso-lignes, les effets de compressions et de croissance des gradients seront alors contrôlés par la divergence du champ des vitesses normales, $\vec{\nabla} \cdot \mathbf{U}_n$. L'équation d'évolution du Jacobien de la transformation exclusivement associée au champ de déplacements $D\mathbf{x}/Dt = \mathbf{U}_n(\mathbf{x}, t)$, est régit par $DJ/Dt = \vec{\nabla} \cdot \mathbf{U}_n J$, avec $D/Dt = \partial/\partial t + \mathbf{U}_n \cdot \vec{\nabla}$. Comme $\vec{\nabla} \cdot \mathbf{U}_n$ n'est pas nécessairement nulle, le Jacobien peut tendre vers zéro, avec pour conséquence de très forts gradients.

Une autre manière d'illustrer la possible croissance de fronts en utilisant une évolution dynamique est de reprendre l'évolution du vecteur gradient tangent aux iso-lignes

$$\frac{D\mathbf{B}}{Dt} = [\hat{S}]\mathbf{B} \quad (4.28)$$

avec cette fois, $D/Dt = \partial/\partial t + \mathbf{U}(\mathbf{x}, t) \cdot \vec{\nabla}$, la dérivée Lagrangienne, et le tenseur des contraintes $[\hat{S}] = 1/2[\partial U_i / \partial x_j + \partial U_j / \partial x_i]$. En appliquant le produit scalaire, on trouve alors pour l'évolution de la norme $|\mathbf{B}|$ du gradient du traceur

$$\frac{1}{2} \frac{D|\mathbf{B}|^2}{Dt} = (\mathbf{B} \cdot (\hat{S}\mathbf{B})) \quad (4.29)$$

après normalisation, on peut alors écrire

$$\frac{D|\mathbf{B}|}{Dt} = (\mathbf{b} \cdot (\hat{S}\mathbf{b}))|\mathbf{B}| = \alpha|\mathbf{B}| \quad (4.30)$$

avec $\mathbf{b} = \mathbf{B}/|\mathbf{B}|$ le vecteur gradient normalisé. Ainsi, selon le signe de α une croissance exponentielle de la norme du gradient est effectivement possible à partir d'un schéma de reconstruction dynamique de type Lagrangien. Une analyse des propriétés géométriques du traceurs et de ces gradients sera discutée dans le chapitre suivant.

4.5.2 Illustrations de la méthode de reconstruction Lagrangienne

Pour illustrer le paragraphe précédent, un champ de SST d’une résolution équivalente à celle de AMSR-E a été advecté pendant plusieurs jours par les vitesses géostrophiques du produits AVISO (voir chapitre 1). L’advection a été réalisée avec le code utilisé dans [Dencausse et al., 2014]. Cette advection se fait « en arrière ». Prenons un exemple de reconstruction au jour J sur une grille de 0.04° de résolution par advection pendant 2 jours. Les positions sont intégrées vers les jours précédents (par pas de trois heures) en utilisant les vitesses (interpolées en temps et en espace) à chaque itération (toutefois les champs de vitesses AVISO utilisées ici sur quelques jours sont quasiment identiques). A l’arrêt de l’advection, la valeur du champ de traceur à $J-2$ interpolée à la position obtenue sera affectée au pixel de « départ ». Donc sur deux pixels adjacents au jour J , le gradient ainsi formé sera d’autant plus élevé que les valeurs du champ $J-2$ reportées sur ces pixels sont différentes. Comme le précise [Dencausse et al., 2014], la technique ne prend pas en compte d’autres facteurs physiques (transport d’Ekman, mélange) pouvant avoir un effet sur la distribution des structures de fine échelle, et se fonde sur un champ de vitesses géostrophiques à divergence nulle.

De manière à advecter des champs de SST « sans trous » dûs à l’absence d’observations et ayant une résolution spatiale proche de celle de l’AMSR-R, les champs advectés sont les champs de SST interpolée ODYSSEA (voir chapitre 2). Bien que la résolution spatiale de la grille soit de 0.1° , la résolution du produit est proche de celle de l’AMSR-E. Ces champs ont été légèrement lissés de manière à supprimer le bruit. Le champ reconstruit est celui du 6 mai 2010 dans la zone Gulf Stream. La figure 4.29 montre les résultats d’advection, en terme de SST et de spectres (faits sur le zoom présenté dans les paragraphes précédents), pour trois durées différentes : deux, quatre et six jours. Les résultats sont également tracés (figure 4.30) sur la section déjà présentée figure 4.10a. Comme le montrent ces figures, deux jours d’advection décalent légèrement les structures, commencent à renforcer les fronts et le spectre fait sur le zoom commence à remonter. La section montre toutefois un champ encore lisse. A partir de quatre jours, les discontinuités apparaissent sous la forme de filaments et de fronts marqués et le spectre tend vers une loi en k^{-2} . Le front intense autour de 59°W est bien restitué en intensité et en position. Après six jours, la queue du spectre atteint le spectre de MODIS. Les fronts déjà présents dans l’advection à quatre jours se sont encore légèrement renforcés, toutefois plus le temps d’advection est long, plus les structures filamentaires se développent.

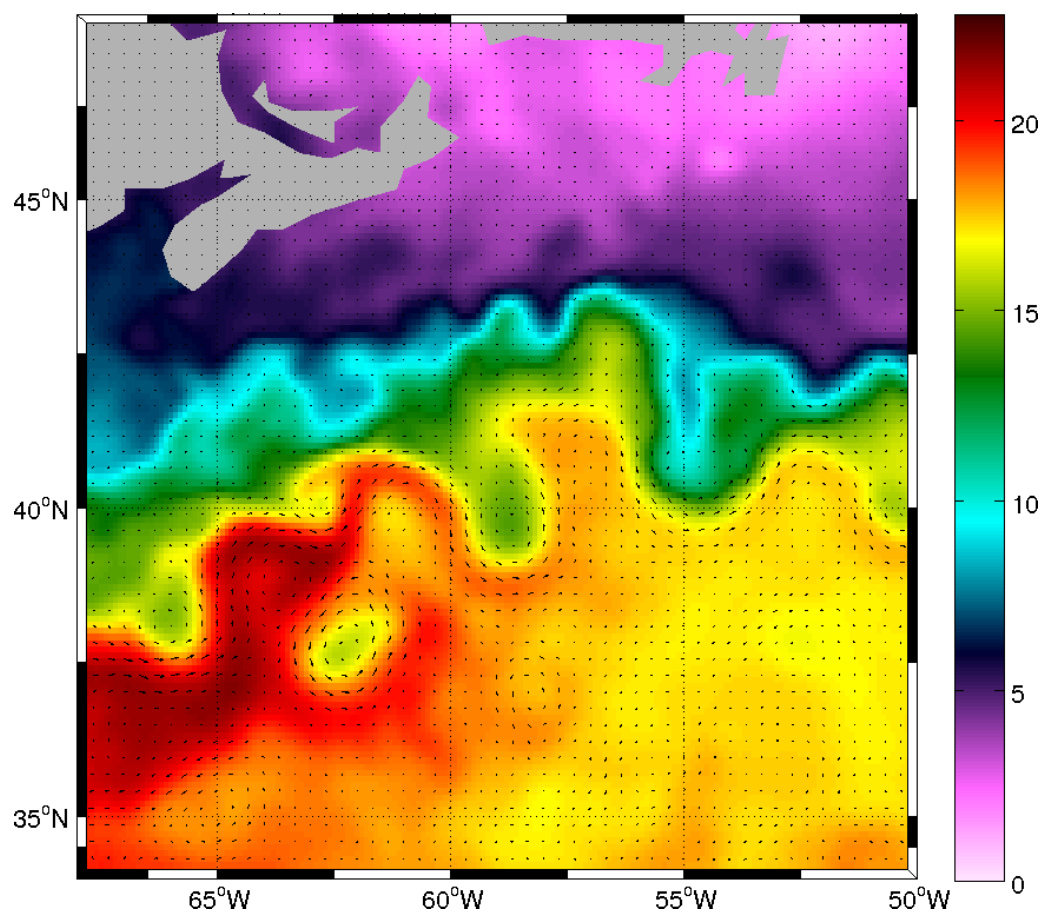


FIGURE 4.28 – Superposition du champ de SST ODYSSEA et des vitesses géostrophiques AVISO au jour J-4, c'est à dire le 2 mai 2010.

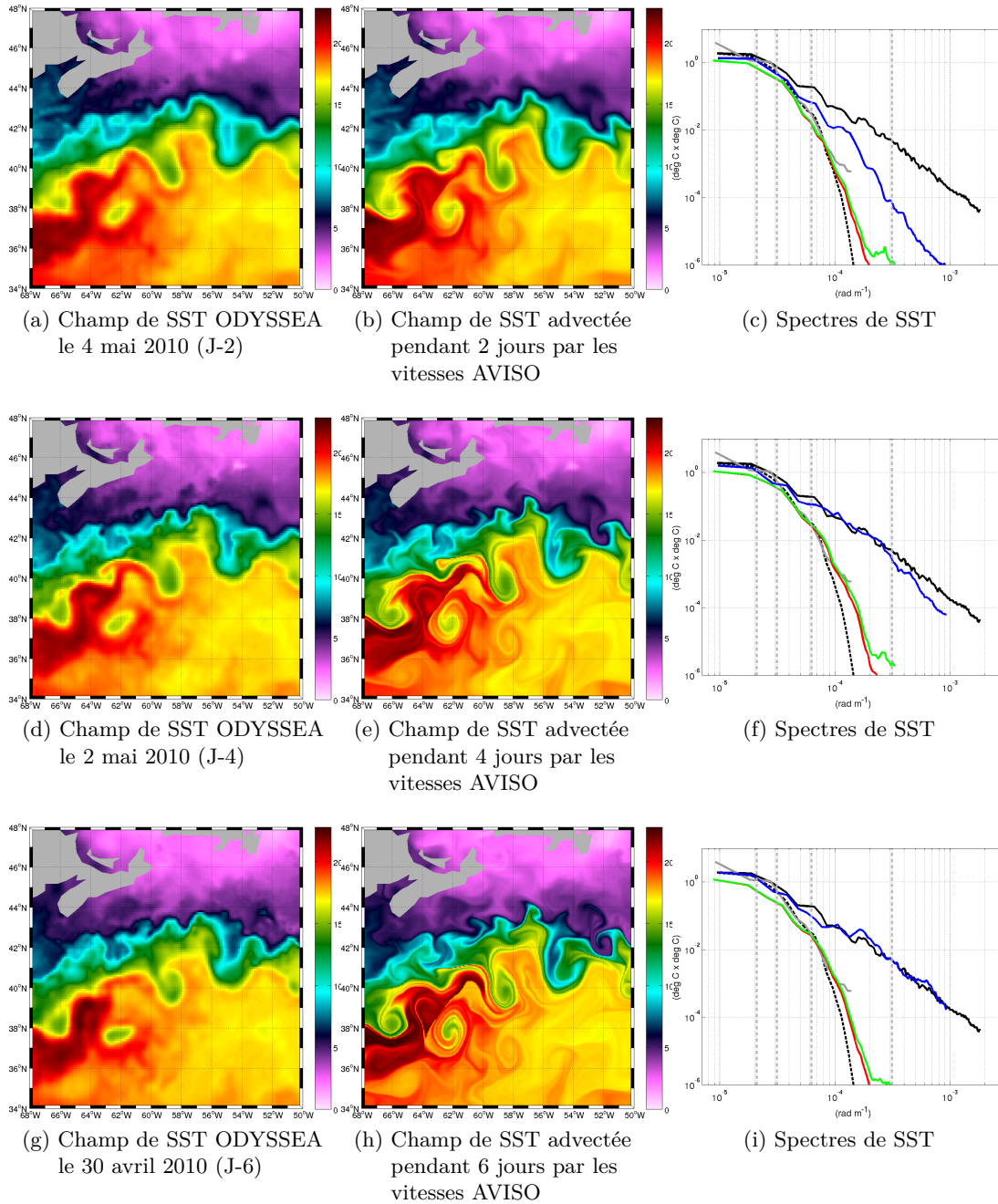


FIGURE 4.29 – Illustration de la reconstruction Lagrangienne par les vitesses géostrophiques AVISO à partir d'un champ de SST ODYSSEA pour 3 temps d'advection différents : (de haut en bas) 2 jours, 4 jours et 6 jours. Les résultats de ces advections représentent les champ de SST reconstruite pour le jour J (6 mai 2010). Les spectres associés sont les spectres de SST MODIS (noir), AMSR-E (gris), ODYSSEA (vert), ODYSSEA débruitée (rouge), MODIS lissée (pointillés noirs) et reconstruite par advection Lagrangienne (bleu). Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux en pointillés gris correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.

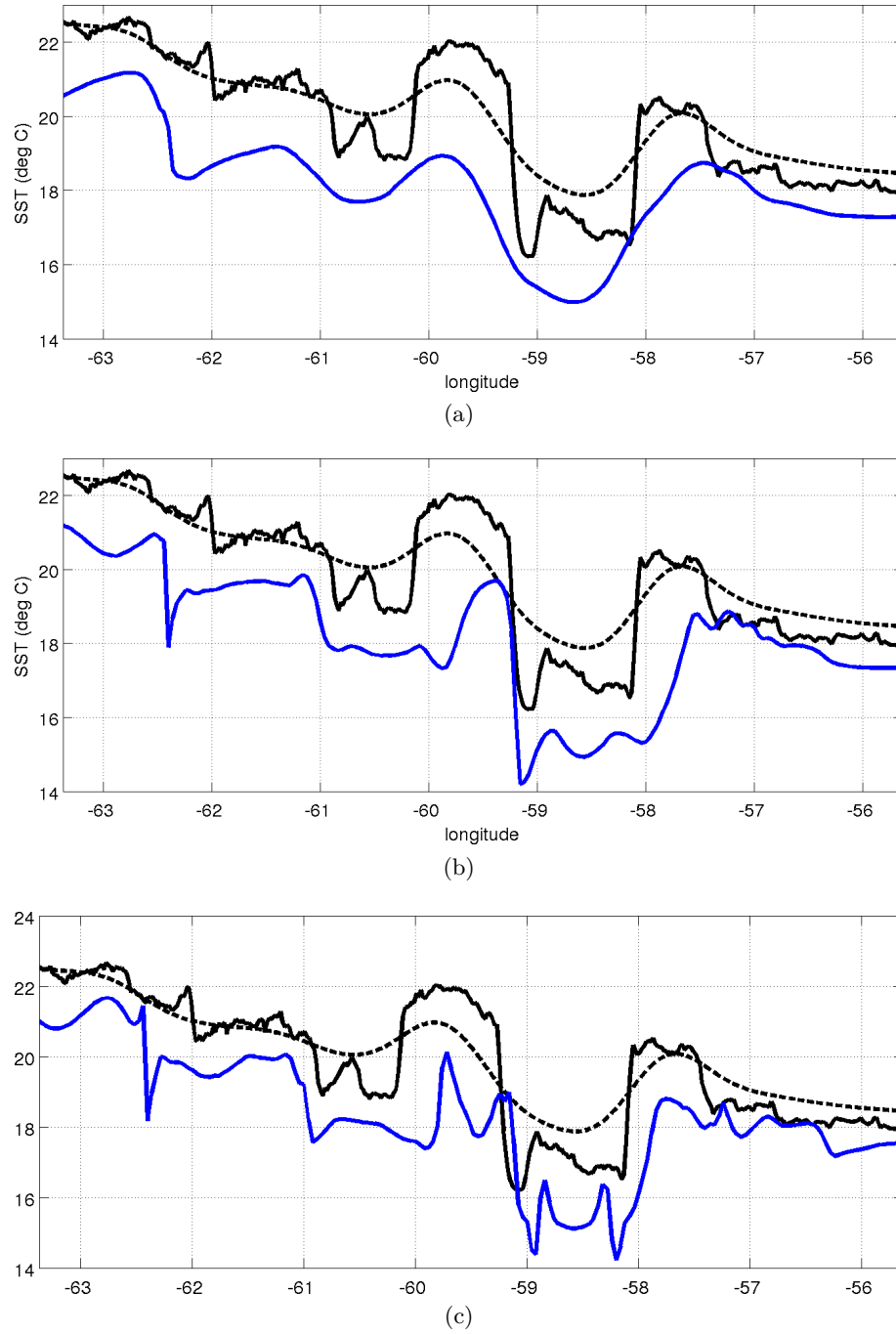


FIGURE 4.30 – Section à 39.125°N (même section que pour les figures 4.10a et 4.27) présentant la SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris) et reconstruite par advection (bleu) pour (de haut en bas) de 2, 4 et 6 jours. La section de SST advectée (trait bleu) présente, pour les 3 temps d’advection, un biais froid par rapport à la SST MODIS. Ce biais provient du biais froid existant ici entre la SST ODYSSEA issue d’un ensemble de données de nuit et la SST MODIS observée de jour.

4.6 Discussion et conclusion

Dans le premier paragraphe, on s'intéresse à la caractérisation du filtrage entre les données haute et basse résolution. Nous avons vu que ce filtrage pouvait être modélisé par une convolution de la haute résolution par un noyau lisseur. L'exercice est présenté pour deux cas mais a été testé sur quelques autres images colocalisées sélectionnées aléatoirement dans notre base de données de « belles images » MODIS. A la suite du travail de thèse, une étude statistique portant sur un grand jeu d'observations colocalisées pourrait définir ce filtre de façon plus robuste.

En définitive, ce filtre peut être vu dans le domaine spectral comme un filtre proche de $1/k$ (avec k le nombre d'onde) dans une gamme d'échelle allant jusqu'à 200-250 km. Ce filtrage explique les différences de pentes spectrales obtenues dans le chapitre précédent entre les observations AMSR-E et AVHRR-METOP.

La seconde section s'intéresse au détail entre la haute et la basse résolution. Les distributions montrent le caractère non gaussien de la haute résolution, ce qui ne peut pas être restitué par une méthode de type interpolation optimale basée sur des hypothèses de gaussiannité. Toutefois, on peut voir que la basse résolution peut fournir une information sur la phase.

La troisième section s'intéresse à la part d'information haute résolution contenue dans la basse résolution. La question est d'estimer la part de variance associée aux structures de forts gradients vues par la basse résolution. La méthode de reconstruction proposée permet de retrouver une partie du spectre haute résolution et également de reconstruire les fronts les plus intenses. La plus grande difficulté de la méthode réside dans l'étape de reconstruction du champs de gradients. Ce champ a été obtenu par transformation des profils basse résolution avec un modèle assez simple. Une amélioration possible serait de mieux caractériser la fonction de transfert. Une perspective envisagée est également d'aller plus loin dans la modélisation des profils, notamment ceux de la haute résolution. La fonction proposée pour la modélisation des profils de gradients peut en effet ajuster différentes formes de profils et on peut également y ajouter une composante asymétrique. La figure 4.31 montre un exemple d'application sur l'ensemble de la zone Gulf Stream. Sur un jeu de fronts détectés par seuillage sur le gradient et suppression des nonmaxima locaux, la figure 4.31 illustre la relation (en moyenne) entre la « largeur » du profil, c'est à dire la valeur de σ de la fonction $g(x; \sigma, \lambda)$, et la valeur du gradient.

L'intérêt de la méthode de reconstruction utilisée réside également dans l'étape de reconstruction de champ de SST à partir d'un champ de gradient et d'un champ plus basse résolution. C'est en effet une approche qui faciliterait le mélange d'observations de différentes source d'observations biaisées entre elles en terme de SST. L'effort porterait dans cas davantage le mélange des champs de gradients.

La dernière partie de ce chapitre relie le réhaussement de gradient fait sur une image au renforcement de gradient résultant de l'évolution d'un champ de traceur dans un champ de vitesse géostrophique. Les exemples donnés paragraphe 4.5.2 se veulent illustratifs de la construction de fines échelles et du renforcement des gradients par advection et d'éventuelles améliorations dépassent le cadre du travail présenté ici. En effet, des améliorations possibles de la méthode font par ailleurs l'objet d'études en cours. Un rappel grande échelle quotidien sur le champ de traceur est notamment étudié (G. Dencausse, commu-

4.6. Discussion et conclusion

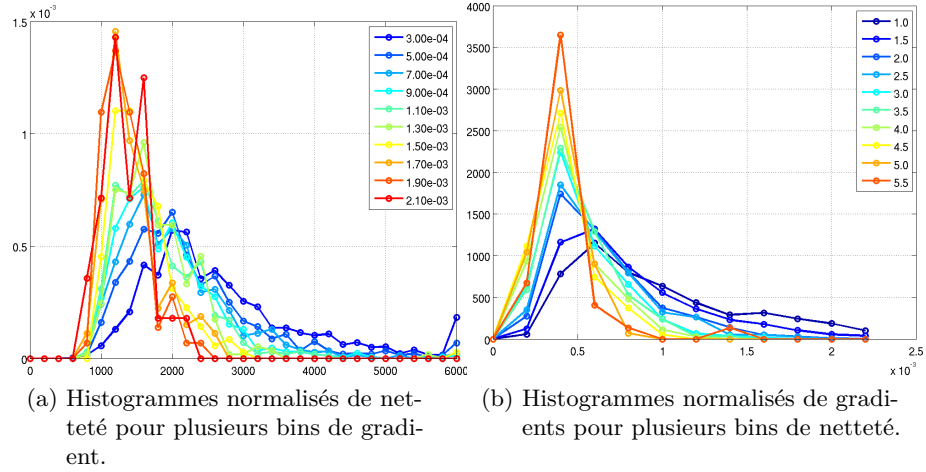


FIGURE 4.31 – Illustration de la variation de largeur de profils de gradients en fonction de la valeur du gradient

nication personnelle). Une autre piste en cours d'étude porte sur l'utilisation de champs de vitesses reconstruits à partir de la phase de la SST (dans les régions à forte corrélation entre la SSH et la SST). Les résultats de l'advection Lagrangienne par ces nouveaux champs de vitesse seront alors comparés aux images haute résolution.

Chapitre 5

Caractérisation géométrique

5.1 Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, de nombreuses études utilisent l'analyse spectrale comme outil essentiel pour la caractérisation ou modélisation des distributions spatiales de traceurs comme la température, la chlorophylle ou les planctons. Les analyses présentées dans ce chapitre mettent en évidence une corrélation significative entre la pente spectrale et la variance, même si la valeur de cette pente est affectée par la résolution spatiale. Cette approche ne donne cependant aucune information sur la phase. Le chapitre 4 s'intéresse alors à caractériser localement et statistiquement la haute résolution fournie par les capteurs infrarouges et une basse résolution fournie par les capteurs micro-ondes. L'analyse de ces observations met en évidence l'organisation conditionnelle de la distribution des variances petite échelle. Une partie de l'énergie aux petites échelles est en effet associée à l'intensification des fronts visibles sur la basse résolution. La relation observée entre les profils de gradients forts visibles sur la basse résolution et les profils de gradients haute résolution sous-entend une concordance des phases entre la structure frontale petite échelle et la structure de front lissé. Bien qu'il existe des situations complexes, le bon accord de phase entre les deux échelles sur les zones de fronts marqués est mis en évidence par l'analyse des observations dans le chapitre précédent mais pas discuté. La figure 5.1 présente de nouveau les observations de SST MODIS sur les régions Californie et Gulf Stream. Un ensemble d'isolignes est cette fois superposé au champ de SST. Ces images montrent une grande variété de forme d'isolignes. On peut voir en effet des isolignes traçant un chemin très « perturbé » alors que d'autres semblent tracer un chemin en « ligne droite ». Ce chapitre s'intéresse à la géométrie des contours. En effet, l'étirement (ou non) des contours est généralement conduit à la fois par des effets locaux de petite échelle ou non locaux de plus grande échelle du champ de vitesse. Une première partie rappelle les propriétés géométriques d'un traceur dans un champ turbulent. Ces propriétés sont testées sur les observations dans la deuxième section de ce chapitre.

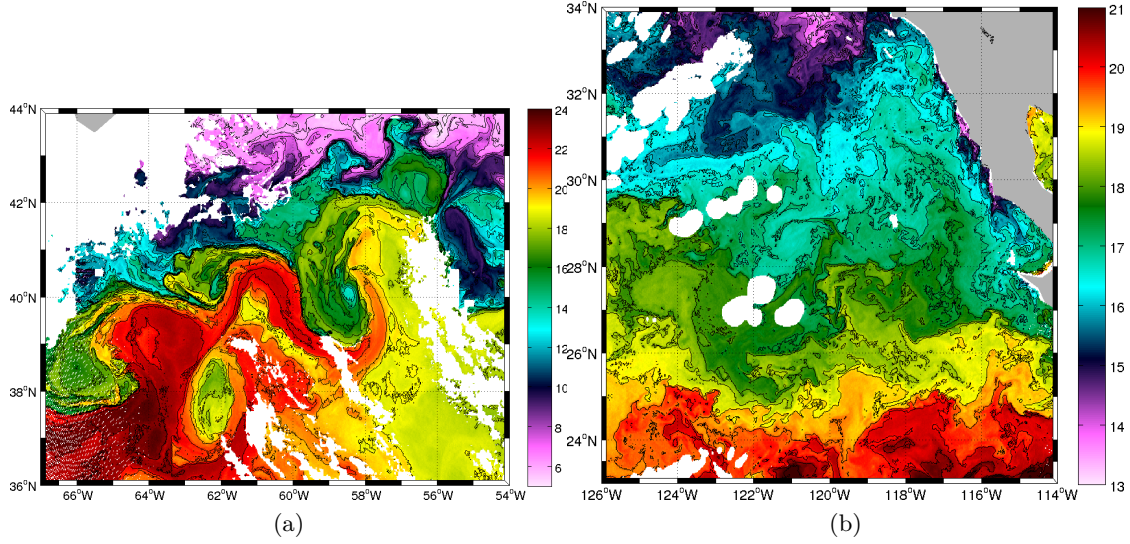


FIGURE 5.1 – SST MODIS sur les régions Gulf Stream (à gauche) et Californie (à droite) avec en superposition les contours de SST (tous les 0.25 °C) tracés en noir.

5.2 Rappel des propriétés géométriques de l'évolution d'un traceur dans un champ turbulent

En reprenant l'évolution spatio-temporelle du vecteur gradient orienté le long d'une iso-ligne, on reprend l'équation :

$$\frac{D\mathbf{B}}{Dt} = [\hat{S}]\mathbf{B} \quad (5.1)$$

qui permet ensuite de déduire l'évolution de la norme $|\mathbf{B}|$ du gradient comme :

$$\frac{D|\mathbf{B}|}{Dt} = \mathbf{b} \cdot ([\hat{S}]\mathbf{b})|\mathbf{B}| = \alpha|\mathbf{B}| \quad (5.2)$$

qui identifie le signe du paramètre α , qui peut varier spatio-temporellement, comme le facteur prépondérant de la croissance des gradients. Le paramètre α est exprimé en fonction du vecteur tangent normalisé $\mathbf{b} = \frac{\mathbf{B}}{|\mathbf{B}|}$. On peut alors noter qu'une contribution de rotation R dans la matrice de déformation \hat{S} , soit $\hat{S} = S + R$, n'affecte pas l'évolution de la norme du gradient puisque $\mathbf{b} \cdot ([R]\mathbf{b}) = 0$.

En définissant ϕ , l'angle local du vecteur tangent \mathbf{B} ou \mathbf{b} , ainsi que le vecteur normalisé normal à l'iso-ligne, $\mathbf{n} = -\vec{\nabla}C/|\mathbf{B}|$, on peut cette fois utiliser le produit scalaire $\mathbf{n} \cdot D\mathbf{B}/Dt$ pour obtenir l'évolution de ϕ comme :

$$\frac{D\phi}{Dt} = \mathbf{n} \cdot [\hat{S}]\mathbf{b} \quad (5.3)$$

pour laquelle une contrainte de rotation peut apparaître $\mathbf{n} \cdot ([R]\mathbf{b}) = \omega$ pour donner une décomposition de l'évolution spatio-temporelle de l'angle ϕ

5.2. Rappel des propriétés géométriques de l'évolution d'un traceur dans un champ turbulent

$$\frac{D\phi}{Dt} = \omega + \mathbf{n} \cdot [\hat{S}] \mathbf{b} \quad (5.4)$$

Le système d'équations pour l'évolution de la norme et de l'orientation des gradients a été analysé par G. Lapeyre ([Lapeyre et al., 1999]), avec des notations légèrement différentes, et en utilisant une propriété de divergence nulle pour la vitesse. Dans ce cas, la matrice $[\hat{S}]$ peut s'écrire :

$$\frac{1}{2} \begin{pmatrix} s_n & -\eta + s_b \\ \eta + s_b & -s_n \end{pmatrix} \quad (5.5)$$

avec les composantes (u, v) du champ de vitesse U , $\eta = \partial_x v - \partial_y u$ la vorticité, et les contraintes $s_n = \partial_x u - \partial_y v$, $s_b = \partial_x v + \partial_y u$, $\partial_x u + \partial_y v = 0$.

En particulier, cette étude ([Lapeyre et al., 1999]) a démontré les propriétés qui contraignent l'évolution de la différence d'orientation entre le vecteur vitesse \mathbf{U} , i.e. ζ et ϕ , pour le vecteur \mathbf{b} tangent aux iso-lignes du traceurs. En particulier, la croissance des gradients sera maximale pour des gradients le plus alignés avec la direction de compression de la dynamique sous-jacente, i.e $\phi \simeq \zeta$. Ainsi, de façon conditionnelle, l'analyse de l'orientation des gradients les plus forts d'une observation instantanée, doit-elle fournir une indication de l'alignement des vecteurs vitesses avec les iso-lignes.

Pour compléter cette analyse des propriétés géométriques du traceur, on peut également obtenir l'évolution spatio-temporelle de la courbure des iso-lignes. Par définition, cette courbure κ peut se définir à partir de la divergence du vecteur \mathbf{n} normal aux iso-lignes. On écrit

$$\kappa = \vec{\nabla} \cdot \mathbf{n} = \vec{\nabla} \cdot \left(\frac{\vec{\nabla} C}{|\mathbf{B}|} \right) \quad (5.6)$$

qui aura pour évolution spatio-temporelle

$$\frac{D\kappa}{Dt} = \frac{D\vec{\nabla} \cdot \mathbf{n}}{Dt} = \vec{\nabla} \cdot \frac{D\mathbf{n}}{Dt} \quad (5.7)$$

pour laquelle on peut utiliser la propriété $\frac{D\mathbf{n}}{Dt} = -\alpha \mathbf{n} - [\hat{S}]^* \mathbf{n}$, avec $[\hat{S}]^*$ la matrice transposée de $[\hat{S}]$. L'évolution de la courbure du traceur se simplifie pour s'écrire

$$\frac{D\kappa}{Dt} = -\alpha \kappa + \mathbf{b} \cdot \left(\vec{\nabla} \cdot \frac{D\phi}{Dt} \right) \quad (5.8)$$

qui fait explicitement apparaître une opposition de signe associée au facteur α qui contrôle l'accroissement du gradient. Ainsi, lorsque $|\mathbf{B}|$ augmentera-t-elle, α positif, la courbure devra diminuer en compensation. Le second terme, dans l'évolution de la courbure, caractérise des variations spatiales des évolutions temporelles de l'orientation du traceur. Pour les gradients forts, cette variation spatiale est dominée par celle du vecteur vitesse, et doit être faible selon l'hypothèse de divergence nulle. Selon ces développements, gradients et courbures sont des quantités anti-corrélées.

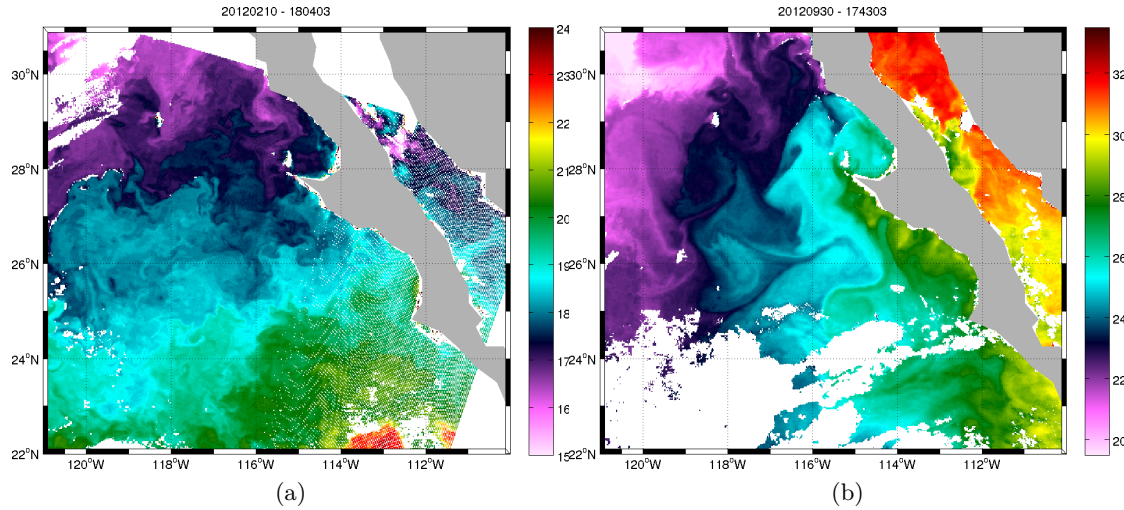


FIGURE 5.2 – SST AVHRR-METOP-A (de nuit) le 10 février 2012 (5.2a) et le 30 septembre 2012 (5.2b)

5.3 Données

Les observations utilisées dans ce chapitre sont les observations de SST MODIS utilisées dans le chapitre précédent pour les régions Californie et Gulf Stream complétées d'un ensemble d'observations de AVHRR-METOP-A sous forme de produit L2 générés par OSISAF (www.osisaf.org). Quatre-vingt-quatre « belles images » ont été sélectionnées au large de la Basse Californie pour les mois février-mars et septembre-octobre de 2008 à 2012 parmi l'archive de produits L2P. Ces images sont réparties quasiment uniformément par saison et par année (entre 8 et 9 images pour une saison et une année données). La figure 5.2 présente une image de chaque saison parmi la sélection. Les granules ont été regrillés sur une grille de résolution 0.02° . Le masquage des nuages a été vérifié visuellement. Les pentes spectrales estimées sont de -2.2 sur le jeu hiver et -2.5 sur le jeu été.

De manière à limiter l'effet du bruit, les images de SST de résolution $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ qui sont utilisées dans la suite du chapitre ont été lissées par un filtre gaussien d'écart-type 1.5 km. Ce filtre enlève de plus les bords de nuages et les zones très proches de la côte.

Les vitesses géostrophiques du produit AVISO sont également utilisées.

5.4 Tests des propriétés sur les observations

5.4.1 Orientation entre le vecteur vitesse et le gradient de SST

La première propriété prévoit qu'un alignement des isolignes de gradient fort avec le vecteur vitesse doit pouvoir être observé sur une donnée instantanée. Reprenons l'image MODIS lissée (ou AMSR-E) sur la zone Gulf Stream. La figure 5.3b montre l'histogramme normalisé (en noir) de l'angle entre le vecteur gradient de SST (basse résolution) et le vecteur des vitesses AVISO pour tous les pixels basse résolution de l'image. Les traits verticaux en pointillés gris représentent $-\pi/2$ et $\pi/2$. Cette courbe montre effectivement que pour une partie de l'image l'angle entre les gradients de SST et les vecteurs vitesse tend vers $\pi/2$. Si on ne sélectionne que les gradients les plus forts, c'est à dire les fronts

5.4. Tests des propriétés sur les observations

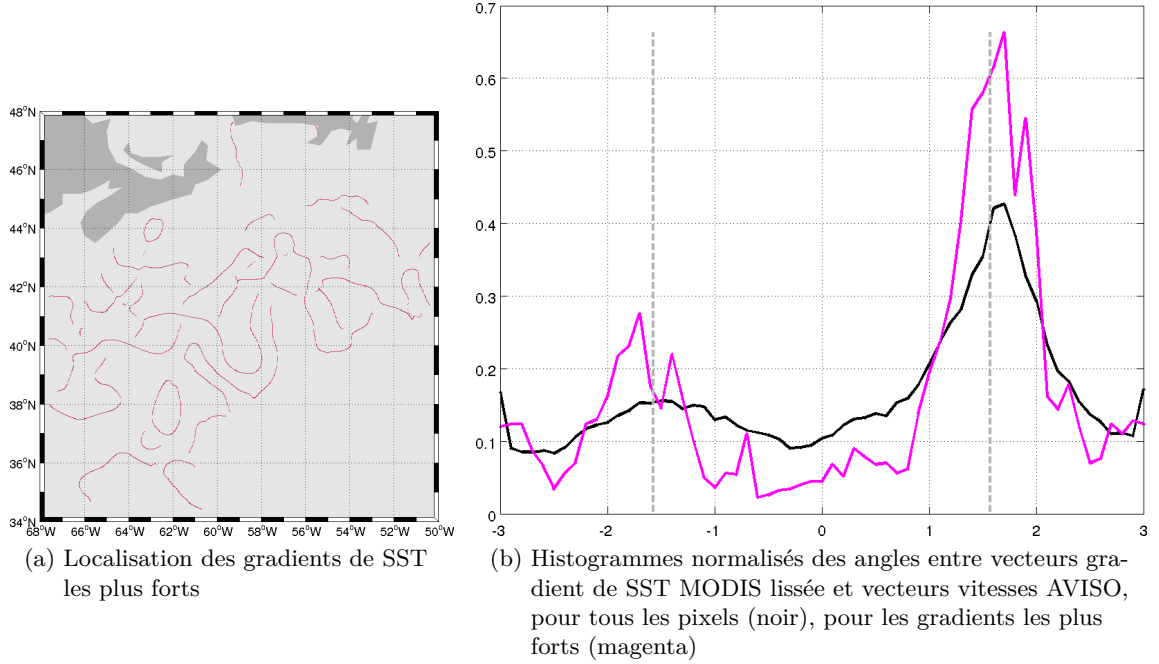


FIGURE 5.3 – Histogramme des angles (radians) entre vecteurs gradient de SST MODIS lissée et vecteurs vitesses AVISO.

présentés figure 5.3a, l'histogramme correspondant montre clairement des angles qui tendent majoritairement vers $\pi/2$. Un second pic, plus petit, est présent en $-\pi/2$. La figure 5.4 présente sur un zoom les vecteurs gradient de SST MODIS lissée (magenta) et vitesse AVISO (noir) pour les gradients les plus forts. On peut voir que l'angle entre les deux vecteurs tend bien vers $\pi/2$ pour la majorité des gradients forts de SST. Le petit pic en $-\pi/2$ est dû à quelques cas visibles sur cette images ($41^\circ\text{N } 63^\circ\text{W}$ et $39^\circ\text{N } 61^\circ\text{W}$).

5.4.2 Relation entre courbure et gradient

La deuxième propriété concerne l'évolution de la courbure des iso-lignes. Selon les développements exposés dans la première section de ce chapitre, gradients et courbures doivent être anti-corrélés.

La courbure κ (qui peut être déduite de 5.6) est calculée sur les images (I) suivant la formulation :

$$\kappa(x, y) = \frac{\frac{\partial^2 I}{\partial x^2} \left(\frac{\partial I}{\partial y}\right)^2 + \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} \left(\frac{\partial I}{\partial x}\right)^2 - 2 \frac{\partial^2 I}{\partial x \partial y} \frac{\partial I}{\partial x} \frac{\partial I}{\partial y}}{\left(\left(\frac{\partial I}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial I}{\partial y}\right)^2\right)^{3/2}} \quad (5.9)$$

La figure 5.5 représente la distribution des gradients et la distribution des courbures pour les images AVHRR-METOP-A de la région Basse Californie en été (bleu) et en hiver (noir). Comme on pouvait le voir sur les images de SST, les situations d'été présentent des gradients plus forts et une des distributions non-gaussiennes. Les distributions de courbures sont également non-gaussiennes sont assez similaires en été et en hiver, avec cependant plus de zéros en été. Intéressons-nous maintenant à la relation entre le gradient et la courbure. La figure 5.6 traçant la courbure en fonction des gradients pour les images d'été et d'hiver

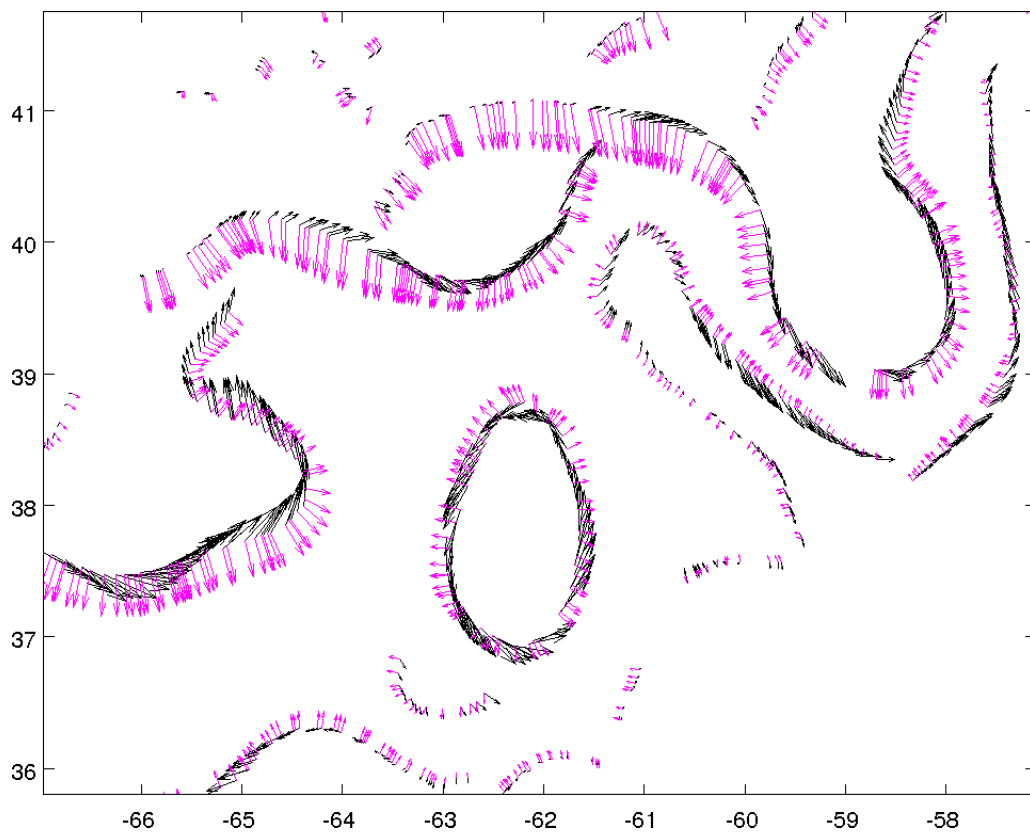
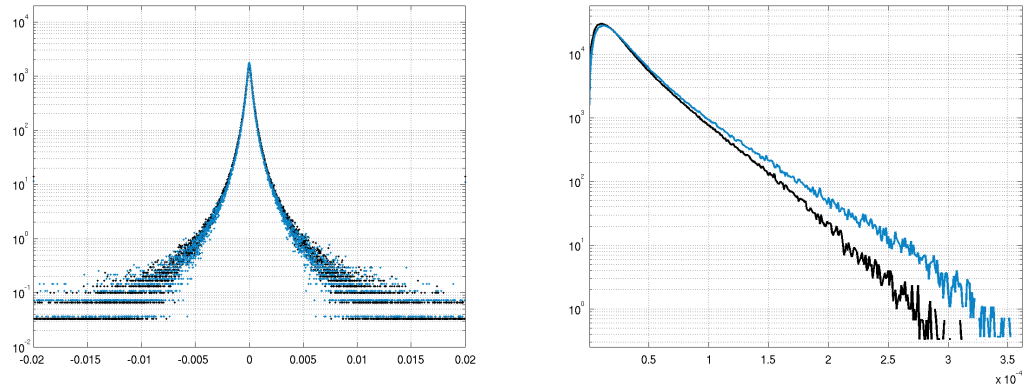


FIGURE 5.4 – Vecteurs gradient de SST MODIS lissée (magenta) et vitesse AVISO (noir) sur une portion de la situation Gulf Stream.

5.4. Tests des propriétés sur les observations



(a) Distribution des courbures pour les de SST images AVHRR-METOP-A (de nuit) en été (bleu) et en hiver (noir)

(b) Distribution des gradients de SST pour les images AVHRR-METOP-A (de nuit) en été (bleu) et en hiver (noir)

FIGURE 5.5 – Distributions des courbures (m^{-1}) et des gradients ($^{\circ}C.m^{-1}$) calculés sur les images AVHRR-METOP-A pour l'été (bleu) et l'hiver (noir)

montre clairement l'anti-correlation entre courbure et gradient et les relations semblent quasi identiques pour deux saisons.

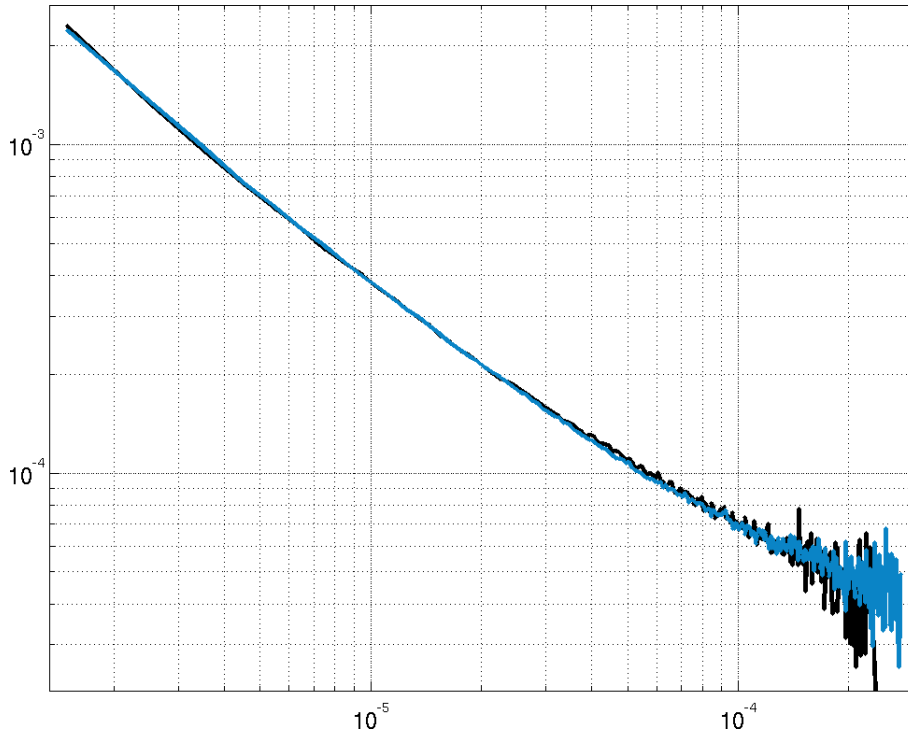


FIGURE 5.6 – Relation entre courbure (m^{-1}) et gradient ($^{\circ}C.m^{-1}$) calculés sur les SST AVHRR-METOP-A pour l'été (bleu) et l'hiver (noir)

5.5 Conclusion

Ce chapitre a pour but de mettre en évidence les propriétés géométriques de l'évolution d'un traceur dans un champ turbulent suivantes :

- un alignement de la tangente aux iso-lignes et des vecteurs vitesse pour les gradients les plus forts
- une anti-corrélation entre courbure et gradient

Ces deux propriétés ont été testées et confirmées sur des observations. Au premier ordre les propriétés géométriques des champs de SST confirment la possibilité d'utiliser une équation de transport du type $\frac{DC}{Dt} = 0$ qui implique une contrainte sur l'orientation des gradient par rapport au champ de vitesse et une courbure anti-corrélée avec la valeur du gradient. Ce résultat représente une contrainte à prendre en compte dans une méthode reconstruction à la fois des champs de vitesses et des champs de SST.

Conclusion et perspectives

L'objectif de la thèse est d'utiliser différentes sources observations de SST combinées avec les informations fournies par l'altimétrie pour proposer des outils de caractérisation des petites échelles visibles de façon discontinue sur les images satellite infrarouges et sous certaines conditions de caractérisation des propriétés du champ de vitesse associé.

Le chapitre 1 présente les observations utilisées pendant le travail de thèse. Ce chapitre insiste particulièrement sur les observations de SST haute résolution réalisées par les instruments infrarouges. Sans être exhaustive, cette partie a pour but de fournir une synthèse d'informations qu'il est nécessaire de prendre en compte lors de l'utilisation de ces observations. Elle est également une base de réponses aux questions qui me sont fréquemment posées par de « nouveaux » utilisateurs d'observations de SST (ou questions que je me suis moi-même posées). Au delà du travail de thèse, ce support pourra être enrichi par des informations supplémentaires qui n'avaient pas leur place dans le manuscrit. Les paragraphes concernant les différents types d'instruments ont pour but de mettre en avant leurs caractéristiques principales, leurs avantages et inconvénients majeurs, certaines particularités ayant un impact sur le produit de SST généré et sur les analyses réalisées. Ce chapitre souligne également les difficultés rencontrées lors de l'utilisation des observations infrarouges. En effet, en dehors des artéfacts possibles dûs à la géométrie de l'instrument et des possibles biais grande échelle, une des sources d'erreur majeures est la contamination du signal par les nuages. Différentes méthodes de qualification des données (et de masquage des nuages) sont utilisées et leurs améliorations sont constamment recherchées et discutées, celles-ci étant notamment présentées lors des réunions annuelles du GHRSSST. Un masquage sévère des pixels détectés comme nuageux risque de faire disparaître les zones de forts gradients comme le montre le cas de l'image MODIS présentée dans le chapitre 4. La SST étant tout de même calculée partout dans cet exemple, l'utilisateur peut effectuer son propre masquage. Un autre exemple plus extrême (non présenté) issu d'une colocalisation de toutes les observations infrarouges disponibles pendant quatre jours dans la zone des Malouines montre que certains produits temps réel font non seulement disparaître les zones frontales mais aussi le courant des Malouines lui-même, « trop froid » et assimilé à un nuage. D'autres exemples similaires sont trouvés dans des zones d'upwelling. Lorsque la SST n'est pas fournie pour les pixels détectés nuageux, il est alors nécessaire de remonter aux températures de brillance, ce qui est parfois une tâche difficile (en terme d'accès aux données, de formats, et de reconstruction de la SST). Les utilisateurs s'intéressant aux structures de petite échelle et aux zones frontales plaident ainsi pour que la SST soit calculée partout même si elle semble aberrante. Une deuxième difficulté également liée à l'absence de données sous les nuages concerne la recherche d'images exploitables dans le cadre des analyses que l'on souhaitais réaliser dans cette étude. Un outil de recherche de « belles images » a alors été développé. Cet outil est utilisé dans le cadre du travail de thèse et profite également à d'autres utilisateurs (l'outil n'est toutefois pas exploité de façon

opérationnelle à ce jour). Cette technique de recherche est possible grâce à l'archivage des données de SST au Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) et à la mise à disposition d'un ordinateur (également utilisé dans les analyses spectrales présentées dans le chapitre 3).

Le chapitre 2 présente le produit de SST L4 généré par le LOS, sans toutefois rentrer dans les détails techniques propres au système opérationnel ([Autret and Piollé, 2007], [Piollé and Autret, 2011]). Ce chapitre complète la présentation des produits de SST faite au chapitre 1 et se veut illustratif de la méthode classiquement utilisée pour générer les produits de niveau L4. Il y a en effet une dizaine de produits opérationnels globaux (il existe également des produits régionaux) disponibles. Sous certaines conditions sur le résultat qu'on souhaite fournir ou sur la variabilité spatio-temporelle de la SST, une estimation de type interpolation optimale peut être très efficace. Une partie de ces produits est toutefois dit de haute résolution, avec des champs de SST allant jusqu'au kilomètre. Les méthodes utilisées sont basées sur des hypothèses de gaussiannité, or comme le montrent les chapitres suivants, le détail haute résolution est fortement non gaussien. Les structures fines et nettes visibles sur les images haute résolution sont lissées par les fonctions de structure. Le système met en jeu de gros volumes de données à cause de la prise en compte des observations de haute résolution, ce qui implique une gestion opérationnelle lourde. L'analyse fournie reconstruit des champs de SST de bonne qualité toutefois la résolution spatiale reste proche de celle fournie par les micro-ondes.

Le chapitre 3 traite de la caractérisation spatiale de la SST par une méthode spectrale. Après un rappel sur l'utilisation de l'analyse spectrale pour caractériser les régimes dynamiques et sur les analyses spectrales menées sur les traceurs (que l'on pourrait compléter par d'autres travaux, notamment [Wald, 1989], [Park and Chung, 1999]), les distributions globales des spectres de SST estimées à partir des observations AMSR-E dans la bande 70-250 km et à partir des observations AVHRR-METOP-A dans la bande 10-70 km sont présentées. Les travaux d'analyses menés sur les traceurs présentent des études régionales et la distribution globale des pentes n'a jamais été proposée à notre connaissance. Même si les valeurs de pentes sont affectées par la résolution des observations, les analyses montrent des distributions de provinces similaires et une corrélation significative entre pente spectrale et variance. Cette répartition est également observée sur les données de SSH. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à une analyse conjointe de la SST et la SSH. Il est rappelé et illustré que sous certaines conditions, il n'existe pas forcément une relation unique entre les pentes spectrales de SST et SSH, ce qui n'empêche pas une corrélation forte entre SST et SSH dans le domaine spatial (même si les données sont filtrées), particulièrement aux grandes et moyennes échelles. Des cartes globales et saisonnières de corrélations SST et SSH sur la période 2003-2009 sont présentées. Ce résultat montre que les phases sont en très bon accord dans les régions à forte variabilité, ce qui invite à considérer une possible relation de type SQG dans ces régions.

Concernant la SST, la caractérisation spectrale ne donne cependant pas d'information sur l'organisation spatiale des petites échelles et sur une possible organisation conditionnelle de la distribution d'énergie. Ce chapitre propose de quantifier des relations possibles entre la haute résolution observée par les capteurs infrarouges et une basse résolution observée par les capteurs micro-ondes et notamment l'énergie des petites échelles conditionnée à la formation de fronts très marqués visibles dans la basse résolution. Un jeu particulièrement pertinent pour cette étude est le jeu d'observations colocalisées MODIS-

AMSR-E opérant sur le même satellite. Ce jeu permet de plus de comparer des observations simultanées réalisées par des techniques de mesure différentes et la littérature ne contient pas, à notre connaissance, de travaux traitant de ces comparaisons malgré les dix années de fonctionnement en tandem.

Les analyses présentées dans ce chapitre s'appuient sur deux situations, l'une sur une partie du Gulf Stream, l'autre au large de la Basse Californie.

Une première partie dédiée à la présentation des observations, estime les biais grande échelle entre les deux types de données et montre que ces biais sont assez corrélés au vent observé. L'estimation du filtrage entre la haute et la basse résolution montre que les observations AMSR-E peuvent être vues comme le résultat d'un lissage de la SST MODIS soit par une moyenne sur 60 km environ, soit par un noyau gaussien d'écart-type de 22 km environ, ce qui est assez conforme à la description de l'instrument.

La deuxième partie s'intéresse à l'organisation du détail de haute résolution relativement à la basse résolution. Cette étude met en évidence le caractère non gaussien du détail, en terme de SST et en terme de gradient de SST. Une modélisation de la distribution des gradients par une fonction exponentielle généralisée avec un exposant entre 0.5 et 0.8 (appelée aussi « Hyper-Laplacian » dans la littérature) est proposée. Un autre résultat présenté dans cette partie est la relation entre la variance du détail et le gradient basse résolution. Les anomalies fortes sont accrochées aux gradients forts visibles dans la basse résolution.

La troisième partie propose une méthode de reconstruction basée sur le réhaussement des fronts visibles sur la basse résolution. La technique s'appuie sur la modélisation des profils de gradients et sur la définition d'un modèle de transfert entre gradients basse et haute résolution. Une modélisation des profils de gradient par une fonction gaussienne généralisée est proposée. Même si la méthode de détection de fronts dans la basse résolution et le modèle de transfert peuvent être améliorés, la méthode permet de retrouver une grande partie de la variance petite échelle, celle-ci étant fortement conditionnée par l'intensification des fronts comme on le montre dans la dernière partie de ce chapitre reliant ce renforcement à l'évolution temporelle du traceur.

La méthode proposée ne nécessite pas de traitements lourds, elle est donc facilement applicable à échelle globale et permettrait de fournir des champs de SST présentant des fronts (au moins les plus forts) plus intenses, plus nets que ceux présents dans les produits de type interpolation optimale. Une application intéressante serait de quantifier la réponse atmosphérique à ses fronts plus réalistes (parmi les études sur ce sujet, on peut citer [Chelton and Wentz, 2005], [O'NEILL et al., 2005], [O'Neill et al., 2010], [Minobe et al., 2008], [Small et al., 2008])

Le travail présenté se termine par un court chapitre traitant de la géométrie des traceurs. Une étude présentée dans [Ba et al., 2012] présente la possible utilisation de la courbure d'une iso-ligne de SST (représentant ici un front) comme descripteur de la dynamique. Cette étude est basée sur des observations de moyenne échelle. Nous nous intéressons ici à une plus haute résolution. Ce chapitre rappelle les propriétés géométriques de l'évolution d'un traceur dans un champ turbulent étudiées en particulier par [Lapeyre et al., 1999]. Les analyses présentées ont pour but de tester ces propriétés sur des observations. Les résultats essentiels mis en évidence dans ce chapitre sont en particulier l'orientation des gradients forts de SST en fonction des vitesses et l'anti-corrélation entre les gradients et la courbure. Ces résultats permettent d'envisager une contrainte supplémentaire sur l'orientation des gradients forts par rapport au champ de vitesse et sur la courbure dans une méthode de reconstruction (à la fois du champ de traceur et du champ de vitesse).

Ce chapitre présente le résultat essentiel obtenu sur l'étude de la géométrie des contours. Au cours du travail de thèse, de nombreuses investigations ont également été menées sur la recherche de descripteurs de la dynamique par analyse de contours. En effet, comme le montrent les images issues des observations AVHRR-METOP-A au large de la Californie, l'impression visuelle donnée par le comportement des contours sur les images d'été et d'hiver (dans des conditions de couche de mélange respectivement peu profonde et profonde), invite à rechercher des indicateurs basés sur une telle analyse. Les outils utilisés s'inspirent notamment des travaux de [Boffetta et al., 2008] par l'estimation de dimensions fractales et des travaux sur les courbures par échelle présentés en particulier par [Mokhtarian, 1995]. Les statistiques obtenues sur plusieurs jeux de données n'ont pour l'instant pas permis de distinguer clairement les situations. Une distinction peut être mise en évidence sur une ligne de niveau mais alors on retombe sur le résultat présenté précédemment qui relie la courbure au gradient. Malgré ces tentatives pour l'instant infructueuses, je reste convaincue qu'il sera intéressant de poursuivre ces investigations au delà du travail de thèse.

De manière générale, les résultats obtenus durant le travail de thèse mettent en évidence et permettent de mieux comprendre une partie de l'énergie associée aux petites échelles et d'envisager l'ajout de contraintes dans une méthode de reconstruction et notamment de reconstruction simultanée du champ de SST et du champ de vitesse. Une composante essentielle, l'utilisation des séquences d'images pour relier les variabilités spatiales et temporelles, n'a pas été traitée. Ce volet indispensable sera l'objet des perspectives de recherche à court terme. Ce travail se poursuivra ainsi au delà de la thèse et pourra notamment s'inscrire dans le cadre de futures missions d'observation, en particulier SWOT ([Morrow et al., 2013]).

Sur un plan personnel, le travail de thèse m'a permis d'approfondir mes connaissances sur les observations et d'en acquérir des nouvelles en particulier sur les méthodes de traitement de données et traitement d'images. La manipulation des observations de haute résolution a nécessité le développement de nombreux outils. Celle-ci a également été l'occasion de nombreux échanges avec les producteurs de données, en particulier avec le Centre de Météorologie Spatiale de Lannion. Une partie du travail a contribué à des publications accessibles sur <http://annuaire.ifremer.fr/cv/16806/>. Une partie des résultats a également été présentée à l'oral (GlobCurrent, Brest 2012, OSI-SAF workshop, Lannion, 2013, GHRSSST annual Meeting, Woods Hole, 2013, Workshop 2Dto3D ocean dynamics from space, Brest, 2013).

Bibliographie

- [Armi and Flament, 1985] Armi, L. and Flament, P. (1985). Cautionary remarks on the spectral interpretation of turbulent flows. *Journal of Geophysical Research*, 90 :11.
- [Autret and Piollé, 2007] Autret, E. and Piollé, J. F. (2007). Implementation of a global sst analysis. Technical report, MERSEA project, WP 02 Task 2.2.
- [Ba et al., 2012] Ba, S. O., Autret, E., Chapron, B., and Fablet, R. (2012). Statistical descriptors of ocean regimes from the geometric regularity of sst observations. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 9(5) :851–855.
- [Barale, 1987] Barale, V. (1987). Remote observations of the marine environment : spatial heterogeneity of the mesoscale ocean color field in czcs imagery of california near-coastal waters. *Remote sensing of environment*, 22(2) :173–186.
- [Bendat, 5] Bendat, J. (5). Piersol., ag 1971, random data : Analysis and measurement procedures. *Wiley-Interscience, New York. AG Jones et al./Lithos*, 71(200) :505–527.
- [Berti and Lapeyre, 2014] Berti, S. and Lapeyre, G. (2014). Lagrangian reconstructions of temperature and velocity in a model of surface ocean turbulence. *Ocean Modelling*, 76 :59–71.
- [Bhat et al., 2008] Bhat, P., Curless, B., Cohen, M., and Zitnick, C. L. (2008). Fourier analysis of the 2d screened poisson equation for gradient domain problems. In *Computer Vision–ECCV 2008*, pages 114–128. Springer.
- [Boffetta et al., 2008] Boffetta, G., Celani, A., Dezzani, D., and Seminara, A. (2008). How winding is the coast of britain? conformal invariance of rocky shorelines. *Geophysical research letters*, 35(3).
- [Bouali and Ignatov, 2014] Bouali, M. and Ignatov, A. (2014). Adaptive reduction of striping for improved sea surface temperature imagery from suomi national polar-orbiting partnership (s-npp) visible infrared imaging radiometer suite (viirs). *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, 31(1).
- [Bretherton et al., 1976] Bretherton, F. P., Davis, R. E., and Fandry, C. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to mode-73. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 23, pages 559–582. Elsevier.
- [Bürgert and Hsieh, 1989] Bürgert, R. and Hsieh, W. (1989). Spectral analysis of the avhrr sea surface temperature variability off the west coast of vancouver island. *Atmosphere-Ocean*, 27(3) :577–587.
- [Callies and Ferrari, 2013] Callies, J. and Ferrari, R. (2013). Interpreting energy and tracer spectra of upper-ocean turbulence in the submesoscale range (1–200 km). *Journal of Physical Oceanography*, 43(11) :2456–2474.
- [Capet et al., 2008a] Capet, X., Klein, P., Hua, B. L., Lapeyre, G., and McWilliams, J. C. (2008a). Surface kinetic energy transfer in surface quasi-geostrophic flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 604 :165–174.

- [Capet et al., 2008b] Capet, X., McWilliams, J., Molemaker, M., and Shchepetkin, A. (2008b). Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part iii : Energy balance and flux. *Journal of Physical Oceanography*, 38(10) :2256–2269.
- [Casey and Donlon, 2011] Casey, K. and Donlon, C. (2011). the ghrsst science team. 2011. the recommended ghrsst data specification (gds) 2.0, revision 4 [online], 7 november 2011, 123 pp.
- [CAYULA and Cornillon, 1992] CAYULA, J.-F. and Cornillon, P. (1992). Edge detection algorithm for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 9(1) :67–80.
- [Cayula and Cornillon, 1996] Cayula, J.-F. and Cornillon, P. (1996). Cloud detection from a sequence of sst images. *Remote Sensing of Environment*, 55(1) :80–88.
- [Charney, 1971] Charney, J. G. (1971). Geostrophic turbulence. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28 :1087–1094.
- [Chelton and Wentz, 2005] Chelton, D. B. and Wentz, F. J. (2005). Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86 :1097–1115.
- [Chin et al., 1998] Chin, T. M., Milliff, R. F., and Large, W. G. (1998). Basin-scale, high-wavenumber sea surface wind fields from a multiresolution analysis of scatterometer data. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15(3) :741–763.
- [Dencausse et al., 2014] Dencausse, G., Morrow, R., Rogé, M., and Fleury, S. (2014). Lateral stirring of large-scale tracer fields by altimetry. *Ocean Dynamics*, 64(1) :61–78.
- [Denis et al., 2002] Denis, B., Côté, J., and Laprise, R. (2002). Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using the discrete cosine transform (dct). *Monthly Weather Review*, 130(7) :1812–1829.
- [Denman and Abbott, 1994] Denman, K. L. and Abbott, M. R. (1994). Time scales of pattern evolution from cross-spectrum analysis of advanced very high resolution radiometer and coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99 :7433–7442.
- [Derrien et al., 1993] Derrien, M., Farki, B., Harang, L., LeGleau, H., Noyalet, A., Pochic, D., and Sairouni, A. (1993). Automatic cloud detection applied to noaa-11/avhrr imagery. *Remote Sensing of Environment*, 46(3) :246–267.
- [Deschamps et al., 1981] Deschamps, P., Frouin, R., Wald, L., et al. (1981). Satellite determination of the mesoscale variability of the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*, 11(6) :864–870.
- [Deschamps and Phulpin, 1980] Deschamps, P. and Phulpin, T. (1980). Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-Layer Meteorology*, 18(2) :131–143.
- [Donlon et al., 2002] Donlon, C., Minnett, P., Gentemann, C., Nightingale, T., Barton, I., Ward, B., and Murray, M. (2002). Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. *Journal of Climate*, 15(4) :353–369.
- [Donlon et al., 2007] Donlon, C., Rayner, N., Robinson, I., Poulter, D., Casey, K., Vazquez-Cuervo, J., Armstrong, E., Bingham, A., Arino, O., Gentemann, C., et al. (2007). The global ocean data assimilation experiment high-resolution sea surface temperature pilot project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(8) :1197–1213.
- [Donlon et al., 2012] Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., and Wimmer, W. (2012). The operational sea surface temperature and sea ice analysis (ostia) system. *Remote Sensing of Environment*, 116 :140–158.

- [Ducet et al., 2000] Ducet, N., Le Traon, P., and Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from topex/poseidon and ers-1 and-2. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8) :19–477.
- [Emery et al., 1994] Emery, W. J., Yu, Y., Wick, G. A., Schluessel, P., and Reynolds, R. W. (1994). Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 99(C3) :5219–5236.
- [Errico, 1985] Errico, R. M. (1985). Spectra computed from a limited area grid. *Monthly weather review*, 113(9) :1554–1562.
- [ESA, 2007] ESA (2007). Aatsr product handbook, issue 2.2, 2007.
- [Ferrari and Wunsch, 2010] Ferrari, R. and Wunsch, C. (2010). The distribution of eddy kinetic and potential energies in the global ocean. *Tellus A*, 62(2) :92–108.
- [Guichard and Morel, 2003] Guichard, F. and Morel, J.-M. (2003). A note on two classical enhancement filters and their associated pde’s. *International Journal of Computer Vision*, 52(2-3) :153–160.
- [Ide et al., 1997] Ide, K., Courtier, P., Ghil, M., and Lorenc, A. (1997). Unified notation for data assimilation : operational, sequential and variational. *Practice*, 75(1B) :181–189.
- [Klein et al., 2008] Klein, P., Hua, B., Lapeyre, G., Capet, X., Le Gentil, S., and Sasaki, H. (2008). Upper ocean turbulence from high-resolution 3D simulations. *Journal of Physical Oceanography*, 38 :1748–1763.
- [Kolmogorov, 1941] Kolmogorov, A. N. (1941). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large reynolds numbers. In *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, volume 30, pages 299–303.
- [Krishnan and Fergus, 2009] Krishnan, D. and Fergus, R. (2009). Fast image deconvolution using hyper-laplacian priors. In *Advances in Neural Information Processing Systems*, pages 1033–1041.
- [LaCasce, 2012] LaCasce, J. (2012). Surface quasigeostrophic solutions and baroclinic modes with exponential stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 42(4) :569–580.
- [Lapeyre and Klein, 2006] Lapeyre, G. and Klein, P. (2006). Dynamics of the upper oceanic layers in terms of surface quasigeostrophy theory. *Journal of Physical Oceanography*, 36(2) :165–176.
- [Lapeyre et al., 1999] Lapeyre, G., Klein, P., and Hua, B. (1999). Does the tracer gradient vector align with the strain eigenvectors in 2d turbulence? *Physics of Fluids (1994-present)*, 11(12) :3729–3737.
- [Le Borgne et al., 2011a] Le Borgne, P., P’er’e, S., and Roquet, H. (2011a). Errors and correction of metop derive sst in arctic conditions. In *2011 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*.
- [Le Borgne et al., 2013] Le Borgne, P., Péré, S., and Roquet, H. (2013). Night time detection of saharan dust using infrared window channels : Application to npp/viirs. *Remote Sensing of Environment*, 137 :264–273.
- [Le Borgne et al., 2011b] Le Borgne, P., Roquet, H., and Merchant, C. (2011b). Estimation of sea surface temperature from the spinning enhanced visible and infrared imager, improved using numerical weather prediction. *Remote Sensing of Environment*, 115(1) :55–65.

- [Le Traon et al., 2008] Le Traon, P., Klein, P., Hua, B., and Dibarboure, G. (2008). Do altimeter wavenumber spectra agree with the interior or surface quasigeostrophic theory? *Journal of Physical Oceanography*, 38(5) :1137–1142.
- [Lesieur and Sadourny, 1981] Lesieur, M. and Sadourny, R. (1981). Satellite-sensed turbulent ocean structure. *Nature*, 294(5842) :673.
- [Liebelt, 1967] Liebelt, P. B. (1967). An introduction to optimal estimation.
- [Llewellyn-Jones et al., 1984] Llewellyn-Jones, D., Minnett, P., Saunders, R., and Zavody, A. (1984). Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the ne atlantic ocean using avhrr/2. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110(465) :613–631.
- [Mackas and Boyd, 1979] Mackas, D. L. and Boyd, C. M. (1979). Spectral analysis of zooplankton spatial heterogeneity. *Science*, 204(4388) :62–64.
- [Marsouin et al., 2014] Marsouin, A., Le Borgne, P., Legendre, G., Péré, S., and Roquet, H. (2014). Six years of osi-saf metop-a avhrr sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*.
- [Masuda et al., 1988] Masuda, K., Takashima, T., and Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24(2) :313–329.
- [McClain et al., 1985] McClain, E. P., Pichel, W. G., and Walton, C. C. (1985). Comparative performance of avhrr-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 90(C6) :11587–11601.
- [McMillin, 1975] McMillin, L. M. (1975). Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80(36) :5113–5117.
- [Merchant et al., 2006] Merchant, C., Embury, O., Le Borgne, P., and Bellec, B. (2006). Saharan dust in nighttime thermal imagery : Detection and reduction of related biases in retrieved sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 104(1) :15–30.
- [Merchant et al., 2008] Merchant, C., Filipiak, M., Le Borgne, P., Roquet, H., Autret, E., Piollé, J.-F., and Lavender, S. (2008). Diurnal warm-layer events in the western mediterranean and european shelf seas. *Geophysical Research Letters*, 35(4).
- [Merchant et al., 2005] Merchant, C., Harris, A., Maturi, E., and MacCallum, S. (2005). Probabilistic physically based cloud screening of satellite infrared imagery for operational sea surface temperature retrieval. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611) :2735–2755. no pdf.
- [Merchant et al., 1999] Merchant, C., Harris, A., Murray, M., and Zavody, A. (1999). Toward the elimination of bias in satellite retrievals of sea surface temperature : 1. theory, modeling and interalgorithm comparison. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 104(C10) :23565–23578. no pdf.
- [Merchant and Le Borgne, 2004] Merchant, C. J. and Le Borgne, P. (2004). Retrieval of sea surface temperature from space, based on modeling of infrared radiative transfer : Capabilities and limitations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(11) :1734–1746.
- [Minobe et al., 2008] Minobe, S., Kuwano-Yoshida, A., Komori, N., Xie, S.-P., and Small, R. J. (2008). Influence of the gulf stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184) :206–209.

- [Mokhtarian, 1995] Mokhtarian, F. (1995). Silhouette-based isolated object recognition through curvature scale space. *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on*, 17(5) :539–544.
- [Morrow et al., 2013] Morrow, R., Fu, L.-L., and Rodriguez, E. (2013). Swot : A high-resolution wide-swath altimetry mission for oceanography and hydrology. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 15, page 7382.
- [Morrow and Le Traon, 2012] Morrow, R. and Le Traon, P.-Y. (2012). Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry. *Advances in Space Research*, 50(8) :1062–1076.
- [O’Neill et al., 2010] O’Neill, L. W., Chelton, D. B., and Esbensen, S. K. (2010). The effects of sst-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence. *Journal of Climate*, 23(2) :255–281.
- [O’NEILL et al., 2005] O’NEILL, L. W., Chelton, D. B., Esbensen, S. K., and Wentz, F. J. (2005). High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to sst variations along the agulhas return current. *Surface Wind Modification Near Mid-Latitude Ocean Fronts : Observational and Dynamical Analysis*, page 54.
- [Osher and Rudin, 1990] Osher, S. and Rudin, L. I. (1990). Feature-oriented image enhancement using shock filters. *SIAM Journal on Numerical Analysis*, 27(4) :919–940.
- [OSISAF, 2010] OSISAF (2010). Leo sst product user manual. Technical report, OSISAF.
- [Ostrovskii, 1995] Ostrovskii, A. G. (1995). Signatures of stirring and mixing in the japan sea surface temperature patterns in autumn 1993 and spring 1994. *Geophysical research letters*, 22(17) :2357–2360.
- [Park and Chung, 1999] Park, K. and Chung, J. (1999). Spatial and temporal scale variations of sea surface temperature in the east sea using noaa/avhrr data. *Journal of oceanography*, 55(2) :271–288.
- [Petrenko et al., 2014] Petrenko, B., Ignatov, A., Kihai, Y., Stroup, J., and Dash, P. (2014). Evaluation and selection of sst regression algorithms for jpss viirs. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(8) :4580–4599.
- [Piollé and Autret, 2011] Piollé, J. and Autret, E. (2011). Product user manual for l3 and l4 odyssey sst products over the global and north western shelves. Technical report, MyOcean.
- [Piontkovski et al., 1997] Piontkovski, S., Williams, R., and Peterson, W. (1997). Spatial heterogeneity of the planktonic fields in the upper mixed layer of the open ocean. *Oceanographic Literature Review*, 44(9).
- [Ponte et al., 2013] Ponte, A. L., Klein, P., Capet, X., Le Traon, P.-Y., Chapron, B., and Lherminier, P. (2013). Diagnosing surface mixed layer dynamics from high-resolution satellite observations : Numerical insights. *Journal Of Physical Oceanography*, 43(7) :1345–1355.
- [Reul et al., 2014] Reul, N., Chapron, B., Lee, T., Donlon, C., Boutin, J., and Alory, G. (2014). Sea surface salinity structure of the meandering gulf stream revealed by smos sensor. *Geophysical Research Letters*, 41(9) :3141–3148.
- [Reynolds, 1993] Reynolds, R. W. (1993). Impact of mount pinatubo aerosols on satellite-derived sea surface temperatures. *Journal of climate*, 6(4) :768–774.
- [Robinson, 2004] Robinson, I. S. (2004). *Measuring the oceans from space : the principles and methods of satellite oceanography*. Springer.

- [Robinson, 2010] Robinson, I. S. (2010). *Discovering the Ocean from Space : The unique applications of satellite oceanography*, volume 4110. Springer.
- [Rudin, 1987] Rudin, L. I. (1987). Images, numerical analysis of singularities and shock filters.
- [Sasaki and Klein, 2012] Sasaki, H. and Klein, P. (2012). Ssh wavenumber spectra in the north pacific from a high-resolution realistic simulation. *J. Phys Oceanogr.*
- [Saunders, 1972] Saunders, P. (1972). Space and time variability of temperature in the upper ocean. 19(7) :467–480.
- [Saunders, 1986] Saunders, R. (1986). An automated scheme for the removal of cloud contamination from avhrr radiances over western europe. *International Journal of Remote Sensing*, 7(7) :867–886.
- [Skamarock, 2004] Skamarock, W. C. (2004). Evaluating mesoscale nwp models using kinetic energy spectra. *Monthly Weather Review*, 132(12) :3019–3032.
- [Small et al., 2008] Small, R., DeSzoeko, S., Xie, S., O’Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., and Minobe, S. (2008). Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3) :274–319.
- [Smith et al., 1988] Smith, R. C., Zhang, X., and Michaelsen, J. (1988). Variability of pigment biomass in the california current system as determined by satellite imagery 1. spatial variability. *Journal of Geophysical Research*, 93 :10863–10882.
- [Stramma et al., 1986] Stramma, L., Cornillon, P., Weller, R. A., Price, J. F., and Briscoe, M. G. (1986). Large diurnal sea surface temperature variability : Satellite and in situ measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 16(5) :827–837.
- [Sun et al., 2011] Sun, J., Xu, Z., and Shum, H.-Y. (2011). Gradient profile prior and its applications in image super-resolution and enhancement. *Image Processing, IEEE Transactions on*, 20(6) :1529–1542.
- [Tandeo et al., 2014] Tandeo, P., Autret, E., Chapron, B., Fablet, R., and Garello, R. (2014). Sst spatial anisotropic covariances from metop-avhrr data. *Remote Sensing of Environment*, 141 :144–148.
- [Tandeo et al., 2013] Tandeo, P., Ba, S., Fablet, R., Chapron, B., Autret, E., et al. (2013). Spatio-temporal segmentation and estimation of ocean surface currents from satellite sea surface temperature fields. In *ICIP 2013 : 20 th IEEE International Conference on Image Processing*, pages 2344–2348.
- [Tappen et al., 2003] Tappen, M. F., Russell, B. C., and Freeman, W. T. (2003). Exploiting the sparse derivative prior for super-resolution and image demosaicing. In *In IEEE Workshop on Statistical and Computational Theories of Vision*. Citeseer.
- [Traon and Dibarboure, 1999] Traon, P. L. and Dibarboure, G. (1999). Mesoscale mapping capabilities of multiple-satellite altimeter missions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(9) :1208–1223.
- [Tulloch and Smith, 2006] Tulloch, R. and Smith, K. (2006). A theory for the atmospheric energy spectrum : Depth-limited temperature anomalies at the tropopause. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(40) :14690.
- [Vázquez-Cuervo et al., 2004] Vázquez-Cuervo, J., Armstrong, E. M., and Harris, A. (2004). The effect of aerosols and clouds on the retrieval of infrared sea surface temperatures. *Journal of Climate*, 17(20) :3921–3933.

- [Wald, 1989] Wald, L. (1989). Some examples of the use of structure functions in the analysis of satellite images of the ocean. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55 :1487–1490.
- [Walton et al., 1998] Walton, C., Pichel, W., Sapper, J., and May, D. (1998). The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the noaa polar-orbiting environmental satellites. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 103(C12) :27999–28012.
- [Welander, 1955] Welander, P. (1955). Studies on the general development of motion in a two-dimensional, ideal fluid. *Tellus*, 7(2) :141–156.
- [Wentz and Meissner, 2000a] Wentz, F. and Meissner, T. (2000a). Algorithm theoretical basis document.
- [Wentz and Meissner, 2000b] Wentz, F. J. and Meissner, T. (2000b). Algorithm theoretical basis document (atbd), version 2, amsr ocean algorithm. Tech. Proposal 121599A-1, Remote Sensing System.
- [Xu et al., 2013] Xu, H., Yang, X., and Zhai, G. (2013). Single image super-resolution with detail enhancement based on local fractal analysis of gradient.
- [Xu, 2011] Xu, Y., L.-L. F. (2011). Global variability of the wavenumber spectrum of oceanic mesoscale turbulence. *J. Phys. Oceanogr*, 41 :802–809.
- [Xu and Fu, 2012] Xu, Y. and Fu, L.-L. (2012). The effects of altimeter instrument noise on the estimation of the wavenumber spectrum of sea surface height. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12) :2229–2233.
- [Zavody et al., 1995] Zavody, A., Mutlow, C., and Llewellyn-Jones, D. (1995). A radiative transfer model for sea surface temperature retrieval for the along-track scanning radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 100(C1) :937–952.

Table des figures

1.1	Spectre électromagnétique montrant les régions pour lesquelles l'atmosphère est opaque et les régions utilisées par différentes « classes » de capteurs (source de la figure [Robinson, 2010]).	8
1.2	Spectre d'émission infrarouge du corps noir pour des températures de - 10 °C à 40 °C. Les bandes grisées montrent les fenêtres atmosphériques, l'atmosphère étant opaque pour les autres longueurs d'onde (source de la figure : [Robinson, 2004])	11
1.3	Schéma de profils de température dans la couche superficielle de l'océan dans des conditions de vent fort ou durant la nuit (rouge) et dans des conditions de vent faible durant la journée (noir). Il s'agit plus précisément de la différence de température entre ces profils et la température appelée « SST foundation » définie comme la température de surface non affectée par le cycle diurne. La profondeur de cette « SST foundation » n'est pas définie. Le graphique la fixe à 10 m pour illustration (source de la figure : [Donlon et al., 2007]).	12
1.4	Schéma de l'atténuation du rayonnement infrarouge en fonction des longueurs d'onde, certains pics d'absorption étant associés à un gaz particulier. Source de la figure : [Robinson, 2004]	14
1.5	Illustration de l'échantillonnage des modes de transmission GAC et LAC (1.5a). Seuls les « pixels » au cercle noir sont sélectionnées dans le mode GAC. SST AVHRR-METOP-A observée le 21 décembre 2010 au niveau des Malouines (1.5b). SST AVHRR19-GAC observée le 20 décembre 2010 au niveau des Malouines (1.5c).	18
1.6	Géométries de l'AATSR et de MODIS. Source :[Robinson, 2004]	19
1.7	Couverture spatiale des géosationnaires en place et illustration de la construction de l'image pour MSG (METEOSAT SECOND GENERATION). Images extraites respectivement d'une présentation de I. Robinson et de S. Le Moal	20
1.8	Produit composite L3 de données AMSR-E pour la journée du 1 avril 2010. Cette carte illustre la très bonne couverture spatiale et temporelle fournie par l'instrument micro-onde.	22
1.9	Illustration d'artéfacts possibles visibles dans les produits quotidiens L3 AMSR-E 0.25°x0.25°.	22
1.10	Schéma illustrant le mesure de hauteur de surface de la mer par altimétrie (voir explication dans le texte). Dessin extrait de [Robinson, 2004]	24
2.1	Liste des produits de SST pris en compte dans le système opérationnel d'analyse de SST ODYSSEA	29

2.2	Illustration d'un analyse faite à partir de données non intercalibrées. Le cercle rouge met en évidence la discontinuité introduite par le mélange de données différentes.	30
2.3	Champ de SST interpolé ODYSSEA le 9 juin 2014	30
3.1	Distribution globale des pentes spectrales de SSH obtenues par [Xu and Fu, 2012] et régimes proposés (voir texte paragraphe 3.2.2).	35
3.2	Illustration de l'effet d'un bruit et de données aberrantes (de type nuages non détectés) sur le spectre. 3.2b : échantillon 128x128 pixels de champ de température issu de simulation numérique haute résolution ([Klein et al., 2008]). Les spectres estimés par FFT (a) et DCT (b) sont représentés sur la figure 3.2a. 3.2c : un bruit gaussien d'écart-type 0.08°C a été ajouté, les spectres estimés par FFT (c) et DCT (d) sont représentés sur la figure 3.2a. 3.2d : des données aberrantes ont été ajoutées, les spectres estimés par FFT (e) et DCT (f) sont représentés sur la figure 3.2a. Les traits verticaux (gris pointillés) représentent 200, 100 et 20 km.	38
3.3	Illustration du principe de calcul de spectres sur les données AMSR-E de niveau L3. Les spectres sont calculés dans des carrés 32x32 pixels « glissants », remplis à plus de 95%, le long du champ grillé de SST (01/01/2003). Le chiffre indiqué dans le carré est valeur de la pente spectrale estimée sur le spectre dans la bande 70-250 km. Pour plus de lisibilité, le pas de balayage est ici de 32 pixels. En pratique on utilise un pas de 8 pixels.	40
3.4	Illustration d'un calcul de spectres sur des boîtes 40x40 pixels (boîtes glissantes par pas de 6 pixels). Les cartes représentent la SST pour une orbite descendante et montante. Sur 3.4c , les spectres calculés sur chaque boîte (gris fin), le spectre moyen (noir épais) et la loi de puissance (magenta) estimée sur la bande 70-250 km (les traits verticaux en gris pointillé indiquent les échelles 300, 200 et 100 km). La pente sur le spectre moyen est -4.75, la médiane et la moyenne des pentes des spectres individuels sont également de -4.75.	40
3.5	Spectres individuels (gris foncé), spectre moyen (noir) et loi de puissance estimée sur la bande 70-250 km pour une boîte 4°x4° au large de la Californie sur la période 2003-2011. Les traits verticaux (gris pointillés) représentent 300, 200 et 100 km).	41
3.6	Série temporelle du nombre de spectres, des variances et des pentes sur la période 2003-2011 dans la boîte 4°x4° au large de la Californie pour les données de jour et de nuit (patie gauche) et de nuit seulement (partie droite).	42
3.7	Distribution globale des pentes spectrales et des variances estimées avec les données L3 AMSR-E sur la période 2003-2011. Pentes spectrales pour pour Janvier-Février-Mars (3.7a) et pour Juillet-Août-Septembre (3.7b). Variances correspondantes (3.7c et 3.7d)	43
3.8	Variances (en échelle log) en fonction des pentes spectrales à partir des distribution globale des pentes spectrales et des variances estimées avec les données L3 AMSR-E sur la période 2003-2011 pour Juillet-Août-Septembre.	44
3.9	Série temporelle du nombre de spectres, des variances et des pentes sur la période 2007-2013 dans la boîte 4°x4° au large en Méditerranée (centrée sur 20°E, 35°N) pour les données de jour et de nuit (patie gauche) et de nuit seulement (partie droite).	46

Table des figures

3.10	Distribution globale des pentes spectrales dans la bande 10-70 km estimées à partir des produits L2 AVHRR-METOP-A sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$	47
3.11	Gradients de SST (AMSRE-TMI-OI) et vecteurs de vitesse géostrophiques (AVISO) au niveau du courant des Aiguilles le 1 janvier 2004. Source de la figure : [Tandeo et al., 2013]	49
3.12	Moyennes mensuelles pour février 2008 de SST et SSH filtrées entre 70 et 250 km calculées sur des données interpolées hebdomadaires	51
3.13	Coefficients de corrélation entre SST et SSH filtrées entre 70 et 250 km calculés sur des données interpolées hebdomadaires entre 2003 et 2009 pour les mois janvier-février-mars (3.13a) et juillet-août-septembre (3.13b), tous les 2° en longitude et latitude sur des boîtes glissantes de $8^\circ \times 8^\circ$	52
3.14	Cartes de moyennes de variances de SST (3.14a et 3.14b) et SSH (3.14c et 3.14d) filtrées entre 70 et 250 km calculées sur des données interpolées hebdomadaires entre 2003 et 2009 pour les mois juillet-août-septembre et janvier-février-mars tous les 2° en longitude et latitude sur des boîtes de $8^\circ \times 8^\circ$	53
3.15	Variabilité temporelle des coefficients de corrélation les plus forts (20%) dans une boîte de $20^\circ \times 60^\circ$ (55°S 35°S - 20°E 80°E) et variances associées de SSH.	54
3.16	Exemple d'estimation de spectres sur des observations colocalisées de plusieurs capteurs sur trois zones de variabilité différente. L'abscisse a pour unité le rad.m^{-1} et l'ordonnée est en $\text{deg } C \times \text{deg } C$. De gauche à droite : au Nord des Malouines, sur la Méditerranée, et dans le Pacifique Est. Les spectres ont été calculés sur la températures de brillance (BT) à $11 \mu\text{m}$ et la SST pour MODIS-AQUA, AVHRR-METOP-A et AATSR	56
4.1	SST MODIS (4.1a) et AMSR-E () pour la zone Gulf Stream. SST MODIS (4.1c) et AMSR-E (4.1d) pour la zone Californie.	59
4.2	Correction (« sses bias ») de SST AMSR-E proposées dans les fichiers L2 au format GHRSSST et observations de vitesse du vent AMSR-E.	59
4.3	Visulisation des données l2 MODIS délignées et non délignées sur un zoom de la situation Californie en terme de SST, gradient en x (cross-track) et y (along-track), de spectres en y (along-track) et 2D. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux (gris pointillés) correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.	60
4.4	Visulisation des données l2 MODIS délignées et non délignées sur un zoom de la situation Gulf Stream en terme de SST, gradient en x (cross-track) et y (along-track), de spectres en y (along-track) et 2D. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux (gris pointillés) correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.	61
4.5	Indices qualité et correction de SST proposées dans le format L2 GHRSSST	62
4.6	Effet de l'application de la correction (variable appelée <i>sses bias</i>) proposée dans le format GHRSSST pour un zoom de chaque situation, Californie (en haut) et Gulf Stream (en bas). L'application de la correction proposée dans les fichiers au format GHRSSST peut introduire des discontinuités et donc une variabilité qui n'est pas présente dans l'observation de SST originale.	63
4.7	Différence entre les observations de SST AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream.	64

4.8	Biais grande échelle entre AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream. Les champs de biais sont estimés par un lissage des différences de SST avec un noyau Gaussien d'écart-type 80 km.	65
4.9	Différence entre les observations de SST AMSR-E et MODIS pour la situation Californie et la situation Gulf Stream après correction de biais grande échelle.	66
4.10	SST MODIS (en noir) et AMSR-E (en gris) pour deux exemples de section sur chacune des situations. La section AMSR-E est issue du champ de SST AMSR-E L3 de résolution 0.25° interpolé (dans le domaine de Fourier) aux points de la grille MODIS (ici à 0.02°)	67
4.11	Comparaison haute et basse résolution sur un zoom de chacune des situations. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.	68
4.12	Partie gauche : zone Californie, partie droite : zone Gulf Stream. De haut en bas : Spectres des SST lissées par un noyau gaussien, hanning et porte. Les spectres en noir sont les spectres de SST MODIS, en rose avec les points ceux de AMSR-E. Les couleurs représentent les lissages successifs par des tailles de noyaux (en km) différentes indiquées en légendes. Les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.	70
4.13	En haut : zone Gulf Stream, en bas : zone Californie. De gauche à droite : SST MODIS lissée puis échantillonnée sur la grille du produit L3 AMSR-E : lissage par un noyau gaussien d'écart-type 22 km (4.13a et 4.13d), par une fonction porte de largeur 60 km (4.13b et 4.13e), et SST AMSRE (4.13c et 4.13f).	71
4.14	Spectres des SST MODIS (noir), MODIS lissées par un noyau gaussien de 22 km (pointillés noirs) et SST AMSRE (gris), pour la zone Gulf Stream (en haut) et Californie (en bas). La courbe magenta représente le spectre de SST MODIS lissée plus un bruit gaussien de 0.1 °C. Les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.	72
4.15	Gradient de SST (en deg C / m) MODIS et AMSR-E pour la zone Gulf Stream (en haut) et la zone Californie (en bas)	74
4.16	Histogrammes normalisés des gradients de SST zonaux et méridionaux pour les zones Californie et Gulf Stream. Sur les quatre graphiques : histogrammes normalisés des gradients de SST MODIS (noir), AMSR-E (magenta) et gaussiennes associées aux distributions pour MODIS (pointillés gris) et pour AMSR-E (tirets gris foncés).	75
4.17	Illustration de la modélisation des distributions de gradients de SST par une distribution exponentielle généralisée. Les courbes noires représentent les histogrammes normalisés des gradients zonaux de SST MODIS pour les zones Gulf Stream (4.17a) et Californie (4.17b). Les distributions gaussiennes associées sont représentées par les courbes grises en pointillés. Sont également représentées les distributions exponentielles généralisées (4.1) avec $\lambda = 1$ (bleu), $\lambda = 0.8$ (vert) et $\lambda = 0.5$ (rouge).	75
4.18	Champs des différences de SST entre la haute résolution MODIS et la basse résolution (SST MODIS lissée par une gaussienne d'écart-type 22 km), pour la situation Californie 4.18a et Gulf Stream 4.18b	76
4.19	Gradient de SST (en deg C / m) MODIS lissée pour la situation Californie (à gauche) et Gulf Stream (à droite).	77

4.20	Champs et spectres des différences de SST entre la haute résolution MODIS et la basse résolution (MODIS lissée par une gaussienne d'écart-type 22 km). Anomalies sur le zoom Californie 4.20a et sur le zoom Gulf Stream 4.20c. 4.20b et 4.20d : Spectres de la SST MODIS (noir), MODIS lissée (pointillé noir), AMSR-E (gris) et anomalies (magenta) pour les zones Californie et Gulf Stream respectivement. Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux gris pointillés correspondent à 300, 200, 100 et 20 km.	78
4.21	Distribution des anomalies de SST entre haute et basse résolution pour la zone Californie (à gauche) et Gulf Stream (à droite)	78
4.22	Anomalies (au carré) de SST en fonction du gradient basse résolution pour la Californie (à gauche) et le Gulf Stream (à droite)	79
4.23	SST basse résolution (4.23a) à laquelle on ajoute l'énergie manquante (c'est à dire l'énergie des anomalies) mais avec une phase aléatoire (4.23b). L'image 4.23b a exactement le même spectre que l'image de SST haute résolution mais sans information de phase, l'énergie n'est pas placée aux « bons endroits ».	81
4.24	Profils de SST MODIS (noir), MODIS lissée (magenta) et AMSR-E (bleu) et de gradients de SST (avec les mêmes couleurs) sur les 4 points exemples montrés sur les cartes représentant les trois champs de SST, de gauche à droite : MODIS, MODIS lissée, AMSR-E.	83
4.25	Gradients de SST et SST MODIS, MODIS lissée et reconstruite (figures 4.25a à 4.25f). Anomalies entre SST MODIS et SST MODIS lissée (4.25g) et entre SST MODIS et SST reconstruite (4.25h).	86
4.26	Spectre de SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris), reconstruite (bleu). Les traits verticaux en pointillés gris correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km. Le trait en pointillés rouges correspond à 15 km.	87
4.27	Section de SST à la latitude 39.125°N. SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris) et reconstruite (bleu).	87
4.28	Superposition du champ de SST ODYSSEA et des vitesses géostrophiques AVISO au jour J-4, c'est à dire le 2 mai 2010.	91
4.29	Illustration de la reconstruction Lagrangienne par les vitesses géostrophiques AVISO à partir d'un champ de SST ODYSSEA pour 3 temps d'advection différents : (de haut en bas) 2 jours, 4 jours et 6 jours. Les résultats de ces advections représentent les champ de SST reconstruite pour le jour J (6 mai 2010). Les spectres associés sont les spectres de SST MODIS (noir), AMSR-E (gris), ODYSSEA (vert), ODYSSEA débruitée (rouge), MODIS lissée (pointillés noirs) et reconstruite par advection Lagrangienne (bleu). Sur les graphiques représentant les spectres, les traits verticaux en pointillés gris correspondent aux échelles 300, 200, 100 et 20 km.	92
4.30	Section à 39.125°N (même section que pour les figures 4.10a et 4.27) présentant la SST MODIS (noir), MODIS lissée (gris) et reconstruite par advection (bleu) pour (de haut en bas) de 2, 4 et 6 jours. La section de SST advectée (trait bleu) présente, pour les 3 temps d'advection, un biais froid par rapport à la SST MODIS. Ce biais provient du biais froid existant ici entre la SST ODYSSEA issue d'un ensemble de données de nuit et la SST MODIS observée de jour.	93
4.31	Illustration de la variation de largeur de profils de gradients en fonction de la valeur du gradient	95

5.1	SST MODIS sur les régions Gulf Stream (à gauche) et Californie (à droite) avec en superposition les contours de SST (tous les 0.25 °C) tracés en noir.	98
5.2	SST AVHRR-METOP-A (de nuit) le 10 février 2012 (5.2a) et le 30 septembre 2012 (5.2b)	100
5.3	Histogramme des angles (radians) entre vecteurs gradient de SST MODIS lissée et vecteurs vitesses AVISO.	101
5.4	Vecteurs gradient de SST MODIS lissée (magenta) et vitesse AVISO (noir) sur une portion de la situation Gulf Stream.	102
5.5	Distributions des courbures (m^{-1}) et des gradients ($^{\circ}C.m^{-1}$) calculés sur les images AVHRR-METOP-A pour l'été (bleu) et l'hiver (noir)	102
5.6	Relation entre courbure (m^{-1}) et gradient ($^{\circ}C.m^{-1}$) calculés sur les SST AVHRR-METOP-A pour l'été (bleu) et l'hiver (noir)	103

Résumé

La thèse vise l'analyse de mesures de températures de surface de mer (SST) issues de différents capteurs, de résolutions et principes de mesures différents, embarqués sur différents satellites. L'objectif est d'analyser, caractériser et exploiter l'aspect multi-échelle de la SST observée et essayer de mieux interpréter la dynamique petite échelle (1-50 km). Les deux premiers chapitres présentent les observations utilisées. Les chapitres suivants présentent trois analyses. La première concerne les analyses spectrales de SST et une analyse conjointe de SST et hauteur de mer (SSH). Des cartes globales de pentes spectrales sont estimées à partir de jeux d'observations différents et une relation entre valeurs de pentes et variances de SST est mise en évidence. Un accord entre les valeurs obtenues en SST (à partir des données micro-ondes) et en SSH sur des échelles spatiales communes est montré. L'analyse conjointe SST/SSH présentent des cartes globales et saisonnières des coefficients de corrélation entre SST et SSH montrant de fortes corrélations dans les zones fortement énergétiques. L'analyse présentée au chapitre 4 s'intéresse à la caractérisation de l'organisation du détail haute résolution relativement à la basse résolution. Un jeu de données de SST colocalisées de résolutions spatiales différentes est exploité pour la caractérisation du détail haute résolution et une méthode de reconstruction est proposée. La dernière partie présente une analyse de la géométrie des contours de SST.

Abstract

This thesis focuses on the analysis of several satellite derived sea surface temperature (SST) datasets from instruments with different spatio-temporal resolution. The objective is to analyse, characterize and exploit SST observations with different spatial resolution and possibly improve our understanding of processes at fine scale (1-50 km). The first two chapters describe the data used in this thesis. The following chapters present three analysis. The first one deals with SST spectral analysis and a joint SST/SSH (Sea Surface Height) analysis. Global maps of wavenumber spectral slopes are estimated from two independent datasets and a relationship between spectral slopes and SST variances is highlighted. A good agreement between SSH and SST (from microwave data) wavenumber spectral slopes is shown. Global and seasonal maps of spatial correlation between SST and SSH are presented and show high correlation coefficients over energetic regions. The analysis presented in chapter 4 concerns the spatial organization of the high resolution detail relative to a lower resolution field and a new reconstruction method is proposed. The last part presents an analysis of the tracer level-set geometry.

Résumé

La thèse vise l'analyse de mesures de températures de surface de mer (SST) issues de différents capteurs, de résolutions et principes de mesures différents, embarqués sur différents satellites. L'objectif est d'analyser, caractériser et exploiter l'aspect multi-échelle de la SST observée et essayer de mieux interpréter la dynamique petite échelle (1-50 km). Les deux premiers chapitres présentent les observations utilisées. Les chapitres suivants présentent trois analyses. La première concerne les analyses spectrales de SST et une analyse conjointe de SST et hauteur de mer (SSH). Des cartes globales de pentes spectrales sont estimées à partir de jeux d'observations différents et une relation entre valeurs de pentes et variances de SST est mise en évidence. Un accord entre les valeurs obtenues en SST (à partir des données micro-ondes) et en SSH sur des échelles spatiales communes est montré. L'analyse conjointe SST/SSH présentent des cartes globales et saisonnières des coefficients de corrélation entre SST et SSH montrant de fortes corrélations dans les zones fortement énergétiques. L'analyse présentée au chapitre 4 s'intéresse à la caractérisation de l'organisation du détail haute résolution relativement à la basse résolution. Un jeu de données de SST colocalisées de résolutions spatiales différentes est exploité pour la caractérisation du détail haute résolution et une méthode de reconstruction est proposée. La dernière partie présente une analyse de la géométrie des contours de SST.

Mots-clés : Température de surface de la mer, Satellite, Océanographie, Super-résolution, Dynamique océanique, Géométrie des traceurs, Analyse spectrale

Abstract

This thesis focuses on the analysis of several satellite derived sea surface temperature (SST) datasets from instruments with different spatio-temporal resolution. The objective is to analyse, characterize and exploit SST observations with different spatial resolution and possibly improve our understanding of processes at fine scale (1-50 km). The first two chapters describe the data used in this thesis. The following chapters present three types of analysis. The first one deals with SST spectral analysis and a joint SST/SSH (Sea Surface Height) analysis. Global maps of wavenumber spectral slopes are estimated from two independent datasets and a relationship between spectral slopes and SST variances is highlighted. A good agreement between SSH and SST (from microwave data) wavenumber spectral slopes is shown. Global and seasonal maps of spatial correlation between SST and SSH are presented and show high correlation coefficients over energetic regions. The analysis presented in chapter 4 concerns the spatial organization of the high resolution detail relative to a lower resolution field and a new reconstruction method is proposed. The last part presents an analysis of the tracer level-set geometry.

Keywords : Sea surface temperature, Satellite, Oceanography, Super-resolution, Ocean dynamics, Tracer level-set geometry, Spectral analysis